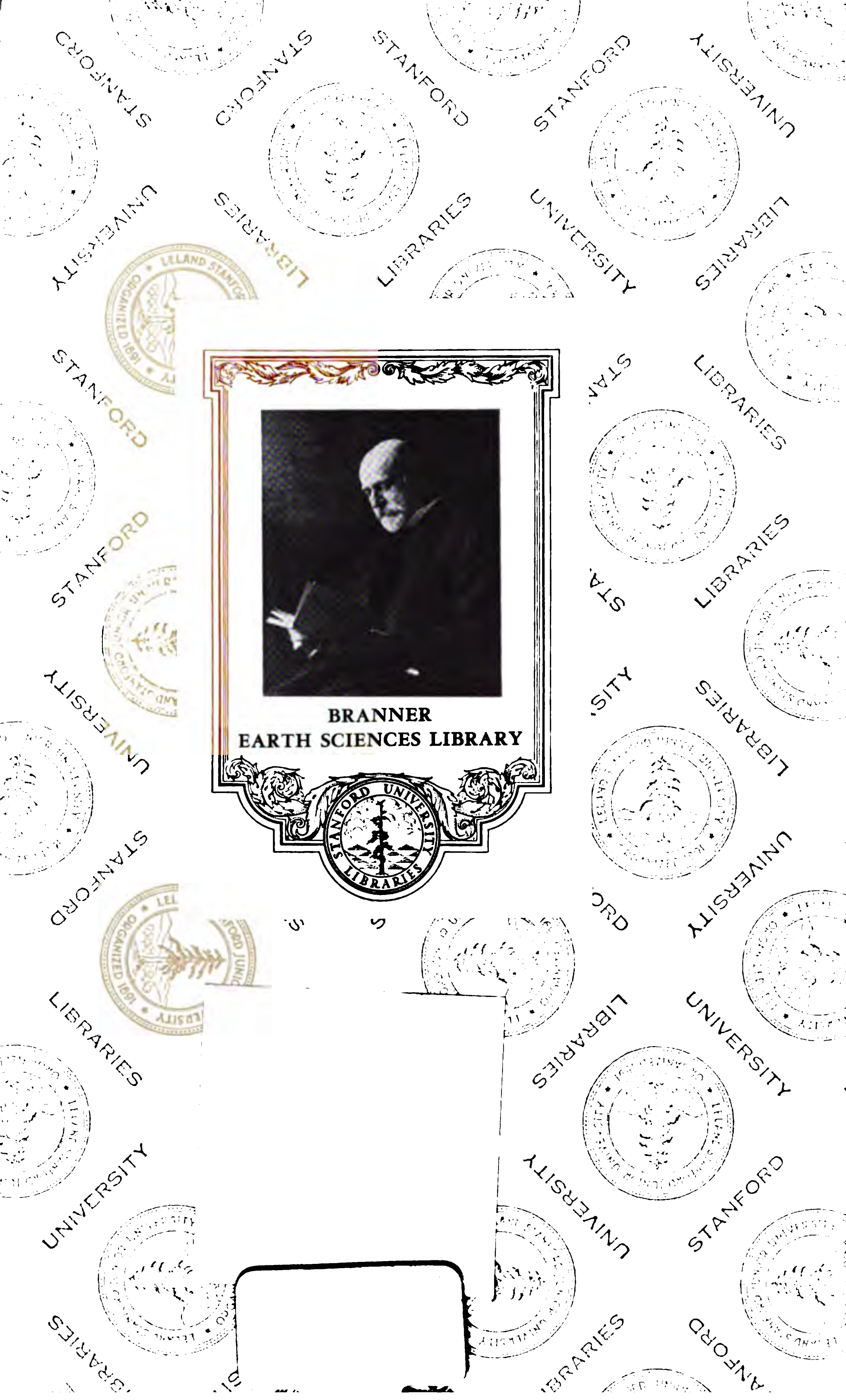
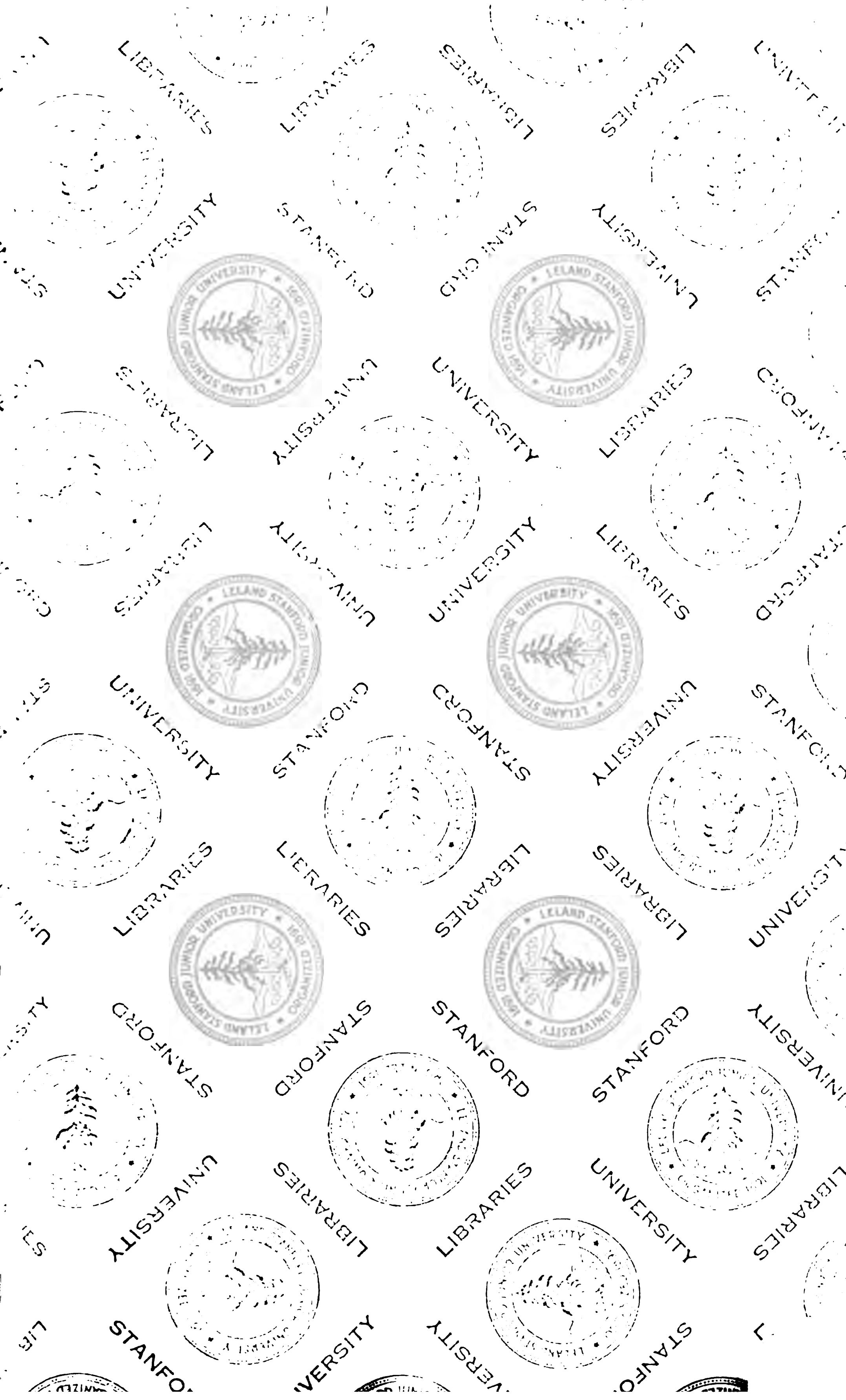

BRANNER
EARTH SCIENCES LIBRARY
STANFORD UNIVERSITY LIBRARIES


STANFORD
UNIVERSITY
LIBRARIES
LELAND STANFORD JUNIOR UNIVERSITY
ORGANIZED 1891

MINISTÈRE DES TRAVAUX PUBLICS

BULLETIN DES SERVICES

DE LA

ARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE

ET DES

TOPOGRAPHIES SOUTERRAINES

N° 38. — Tome VI 1893-1894.

COMPTES-RENDUS DES COLLABORATEURS

POUR

LA CAMPAGNE DE 1893.

PARIS
LIBRAIRIE POLYTECHNIQUE, BAUDRY ET Ce, ÉDITEURS
15, RUE DES SAINTS-PÈRES, 15
MÊME MAISON A LIÈGE, RUE DES DOMINICAINS, 7

1894

Le Bulletin de la Carte Géologique de la France paraît par fascicules contenant chacun un mémoire complet, dont la réunion forme chaque année un beau volume grand in-8° accompagné d'un grand nombre de planches, avec de nombreuses figures intercalées dans le texte.

Prix de l'abonnement ou de l'année parue. . . . . . . **20 fr.**

(Les quatre premières années sont en vente)

Il a été tiré à part un certain nombre d'exemplaires de chacun des bulletins destinés à être vendus séparément aux prix suivants :

N° 1. Étude sur le massif cristallin du Mont-Pilat, sur la bordure orientale du Plateau Central, entre Vienne et Saint-Vallier. et sur la prolongation des plis synclinaux houillers de Saint-Étienne et Vienne, par Termier, ingénieur des mines, professeur à l'École de Saint-Étienne. 1 brochure grand in-8°, avec 28 figures dans le texte et 2 planches. . . . . 3 fr. 75

N° 2. Note sur les terrains d'alluvions des environs de Lyon, par Delafond, ingénieur en chef des mines. 1 brochure grand in-8°, avec 1 planche. . . . . 1 fr. 25

N° 3. Note sur l'existence des phénomènes de recouvrement dans les Pyrénées de l'Aude, par L. Carez, docteur ès sciences naturelles, 1 brochure grand in-8°, avec 1 planche. . . . . 1 fr. 00

N° 4. Note sur les roches primitives de la feuille de Brives, par L. De Launay, ingénieur des mines. 1 brochure grand in-8°, avec 6 figures dans le texte. . . 0 fr. 75

N° 5. Notes stratigraphiques sur le bassin tertiaire de Marseille, par Ch. Depéret, professeur à la faculté des sciences de Lyon. 1 brochure grand in 8°, avec 6 figures dans le texte. . . . . 1 fr. 50

N° 6. Note sur la géologie des environs d'Annecy, La Roche, Bonneville, et de la région comprise entre Le Buet et Sallanches (Haute-Savoie), par Gustave Maillard, conservateur du musée d'Annecy. 1 brochure grand in-8°, avec planches . . 5 fr. 25

N° 7. Mémoire sur les éruptions diabasiques siluriennes du Menez Hom (Finistère), par Charles Barrois, professeur adjoint à la Faculté des Sciences de Lille. 1 volume grand in-8°, avec 23 figures dans le texte et 1 planche. . . . . 4 fr. 00

N° 8. Relations entre les sables de l'Eocène inférieur dans le Nord de la France et dans le bassin de Paris par J. Gosselet, professeur à la faculté des sciences de Lille, membre correspondant de l'Institut. 1 brochure grand in-8°, avec 7 figures dans le texte. . . . . 0 fr. 75

N° 9 Etude sur les roches cristallines et éruptives des environs du Mont-Blanc par Michel Lévy, Ingénieur en chef des mines, directeur du service de la carte géologique de France. 1 brochure, grand in-8°, avec 4 planches en photogravure, une planche de coupe et des figures dans le texte . . . . 2 fr. 50

N° 10. Note sur la stratigraphie du Plateau central entre Tulle et Saint-Ceré par Mouret, ingénieur des Ponts-et-chaussées. 1 brochure grand in-8°, avec une planche de coupes et une carte géologique . . . . 2 fr. 75

N° 11. I. Contribution à l'étude des roches métamorphiques et éruptives de l'Ariège (feuille de Foix). — II. Sur les enclaves acides des roches volcaniques de l'Auvergne. par A. Lacroix. préparateur au collège de France. 1 brochure grand in-8°, avec 12 figures dans le texte . . . . 3 fr.

N° 12. I. Nouvelle subdivision dans les terrains Bressans. — II. Bassin de Blanzy et du Creusot. par Delafond, ingénieur en chef des mines. 1 brochure grand in-8°, avec 16 figures dans le texte. . . . . 1 fr. 50

N° 13. Les éruptions du Velay. I. Roches éruptives de Meygal. — II. Argiles métamorphosées par le phonolithe, à Saint Pierre-Eynac. par P. Termier, ingénieur des mines, professeur à l'École des Mines de Saint-Étienne. 1 brochure grand in-8°, avec 11 figures dans le texte. . . . . 1 fr. 50

N° 14. Recherches sur les ondulations des couches tertiaires dans le bassin de Paris. par Gustave F. Dollfus. 1 brochure grand in-8°, avec 16 figures dans le texte et 1 carte. . . . . 4 fr. 75

COMPTES-RENDUS DES COLLABORATEURS

Pour la Campagne de 1893

INTRODUCTION

Dans sa séance du 6 avril 1892, la Commission spéciale de la Carte géologique détaillée de la France a émis le vœu qu'une partie du rapport annuel du Directeur du service fût publiée. C'est pour répondre à l'esprit de ce vœu, que les comptes-rendus des collaborateurs ont été résumés et réunis en un Bulletin spécial qui paraîtra au commencement de chaque année, permettant ainsi de juger des efforts individuels et du progrès incessant de l'œuvre entreprise en commun.

Les comptes-rendus ont été groupés par régions naturelles et, dans chaque groupe, par ordre alphabétique des noms d'auteur. Il est fait une simple mention des collaborateurs qui, au cours de l'année, ont donné au *Bulletin* un travail étendu sur la région dont l'exploration leur est confiée.

La nature même d'une pareille publication en fait un recueil de travaux, le plus souvent, sujets à révision, et il ne faudra pas s'étonner de voir telle question théorique envisagée à des points de vue fort différents par les divers collaborateurs du service, ou même par l'un d'eux au cours des années successives. Mais les avantages d'une prise de date effective, pour les découvertes confirmées, et d'une énonciation précise des principales difficultés encore pendantes compenseront les inconvénients de ces fluctuations inévitables en matière d'observations sur le terrain ; la coordination des travaux individuels trouvera de nouveaux éléments de discussion et l'étendue des efforts développés par nos collaborateurs, déjà prouvée d'ailleurs par les publications définitives du Service, sera mise, une fois de plus, en pleine lumière.

31 janvier 1894.

Le Directeur des Services
de la Carte géologique détaillée de la France
et des Topographies souterraines,

MICHEL LÉVY.

BASSIN DE PARIS

CRÉTACÉ DE LA FEUILLE D'AMIENS (RÉVISION)

PAR

M. CAYEUX

Préparateur à l'Ecole des Mines
Collaborateur adjoint.

J'ai achevé, en collaboration avec M. Gosselet, la révision de la feuille d'Amiens dont la minute a été déposée au Service de la Carte, en août dernier.

La partie que j'ai révisée cette année comprend les environs de Corbie, toute la région d'Amiens et la rive droite de la Somme, jusqu'à la hauteur de Picquigny. Les modifications à apporter à la première édition de la feuille dans les parties ci-dessus désignées se réduisent à des rectifications de contours, sauf pour la région de Corbie.

J'ai déjà signalé, dans mon rapport de l'an dernier, les grandes difficultés que présente l'étude de la craie entre Corbie et Bray. Voici en quoi elles consistent :

Dans les environs de Bray, la craie phosphatée à Bélemnitelles existe presque au niveau de la Somme, et cette craie est surmontée, comme sur la feuille de Cambrai, d'épaisses couches de craie blanche et jaune, complètement dépourvue de fossiles, mais appartenant certainement à la craie à Bélemnitelles.

Si l'on part de Bray dans la direction du nord, on ne trouve aucun fossile indiquant un changement de niveau, et l'on arrive près d'Albert, où la craie à Micrasters existe seule. Où finit la craie à Bélemnitelles, où commence la craie à Micrasters ? On n'avait aucune indication à ce sujet. M. de Mercey, que nous avions consulté, était d'avis de donner un très grand développement à la craie à Bélemnitelles non phosphatée, et de l'indiquer partout jusqu'aux environs de Beauval. Bien qu'il fut évident que cette craie existât au nord de la Somme, là où la première édition n'en faisait pas mention, nous fûmes d'accord, M Gosselet et moi, de ne figurer de craie à Bélemnitelles qu'aux points où son existence était démontrée paléontologiquement.

Une course faite avec MM. Gosselet et de Mercey a fait faire un grand pas à

la question. M. de Mercey a eu la bonne fortune de trouver en place, devant nous, *Belemnitella mucronata* dans une craie blanche non phosphatée, à Méricourt (Somme). En ce point, la coupe montre depuis le sommet du plateau jusqu'à la rivière l'Ancre :

Craie blanche à *B. mucronata;*
Craie jaune;
Craie blanche que nous avons rapportée à la craie à Micrasters.

Cette trouvaille est importante :

1° Elle démontre que la craie blanche à Bélemnitelles ne constitue pas seulement, dans la Somme, des petits lambeaux superposés à la craie phosphatée, mais qu'elle peut exister en des points où la craie phosphatée manque. Selon toute vraisemblance, une partie de la craie non phosphatée à Bélemnitelles est synchronique de la craie phosphatée exploitée à Ribemont, de l'autre côté de la vallée. Cette nouvelle donnée complique notablement l'étude de la craie de la Somme que l'absence de fossiles rendait déjà si difficile;

2° Elle permet d'interpréter un fait intéressant que nous avons observé avec M. de Mercey près de Ribemont. Une exploitation ouverte au fond de la vallée qui va de Ribemont à Baisieux, au nord de la route d'Amiens, montre la craie phosphatée à Bélemnitelles sous une craie blanche sans fossiles. Si l'on monte la pente nord du thalweg, on est frappé de constater, qu'à une centaine de mètres de la carrière, le phosphate de chaux a disparu, et l'on voit de haut en bas :

Craie blanche sans fossiles;
Craie jaunâtre sans fossiles;
Craie blanche.

Cette coupe est identique à celle de Méricourt. La craie blanche supérieure est celle qui a fourni *B. mucronata* à Méricourt, et la craie blanche inférieure a tous les caractères de la craie à *M. cor anguinum.*

Quant à la craie jaune, elle est inconnue dans les exploitations de phosphate de chaux de Ribemont : elle apparaît quand la craie phosphatée cesse d'exister et se présente comme l'équivalent latéral de la craie phosphatée. D'où cette conclusion, que la craie phosphatée peut être remplacée latéralement et à une centaine de mètres de distance par une craie très différente.

Ce fait peut recevoir une application immédiate. M. Lasne a admis que le phosphate de chaux des environs de Doullens est en discordance avec la craie à Micrasters, et cela, parce qu'il forme une nappe très épaisse dans le fond des thalwegs et qui s'élève sur les hauteurs, en s'amincissant progressivement. M. Lasne a rapporté à la craie à Micrasters, sans aucune preuve paléontologique, la craie blanche qui forme le substratum du phosphate sur les pentes et qui subsiste seule sur les hauteurs. Cette craie n'est-elle pas en partie l'équivalent latéral de la craie phosphatée ? Il est permis de le supposer après ce qui a été dit plus haut. Dans ce cas, la discordance en question devrait être considérée purement fictive.

RÉVISION DES FEUILLES DE MELUN ET DE ROUEN

PAR

M. Gustave F. DOLLFUS

Membre de la Société géologique
Collaborateur adjoint

Bassin de Paris. — Les travaux pour la préparation d'une nouvelle édition des feuilles des environs de Paris au 80.000e ont été continués en 1893 comme les années précédentes.

Les premières excursions ont été consacrées à la révision de la **feuille de Rouen** et ont eu pour objet les environs de Gisors et de Magny-en-Vexin. J'ai trouvé la pleine confirmation d'un axe anticlinal, laissant apparaître le crétacé, presque parallèle à celui du Pays de Bray, venant de Thilliers-en-Vexin, passant à Magny et s'éloignant dans la direction de Vigny. Au Nord de cet axe les couches plongent vivement et dessinent une fosse synclinale parallèle à l'anticlinal, et à une distance moyenne de 6 k. 500 m., venant de Noyers, passant à Hadancourt et se dirigeant sur Santeuil; les buttes de Monjavoult et de Sérans sont assises dans ce synclinal. Au-delà, dès Herouval et le Fayel, les couches remontent vivement au Nord sur le pied même de l'ondulation du Bray. Il résulte de cette observation que le synclinal du Sud du Bray que j'ai dénommé synclinal de la Scie en 1890 ne suit pas le bord du plateau tertiaire comme on serait tenté de le croire mais chemine en plein plateau tertiaire. On peut s'appuyer sur cette donnée pour démontrer que les couches tertiaires ont été dérangées de leur position normale par le mouvement de soulèvement du Bray aussi bien au Sud qu'à l'Est et postérieurement au dépôt des plus récentes.

Au point de vue stratigraphique j'ai à signaler la disparition des sables de Bracheux autour et au Sud de Magny, puis le profond ravinement du calcaire grossier par les sables moyens. Au-dessus de Magny on voit des sables grossiers caillouteux base des sables de Beauchamp (niveau d'Auvers), reposer directement sur le calcaire grossier moyen par ravinement complet du calcaire grossier supérieur. Cet horizon inférieur des sables moyens manque au Sud de Magny, il a son développement normal à l'Est, au Fayel, au Rueil, à Valmondois, etc., suivant une ligne de rivage orientée de l'Ouest à l'Est, avec *mer libre ouverte au Nord* sur l'emplacement du Pays de Bray qui était alors une région basse, ligne de rivage qui coupe en oblique vers Survilliers l'accident du Bray, montrant bien qu'alors il n'existait pas.

A partir du mois de mai mes efforts se sont portés exclusivement sur la **feuille de Melun** dont il était utile de terminer la révision au cours de l'exercice 1893.

Les documents qu'on possédait avaient fait croire que cette révision pouvait être très rapidement menée, mais dès les premières courses j'ai constaté que beaucoup de questions importantes avaient surgi depuis l'établissement de ces anciennes données, et que la mise au point du travail réclamait une nouvelle étude complète. Les principaux sujets qui ont attiré mon attention sont ceux relatifs :

1° Aux ondulations générales des couches.

2° Aux alignements des grès de Fontainebleau, disposition alternative des bandes purement sableuses et des bandes gréseuses.

3° A la reconnaissance et l'extension des sables de la Sologne.

4° A la recherche et la classification des dépôts caillouteux des plateaux.

1° L'ascension lente et régulière des couches au Nord de la feuille vers l'axe transversal de Beynes s'est pleinement confirmée et il n'y a rien à modifier à la ligne anticlinale allant d'Arcueil-Cachan à Ozouer-la-Ferrière. Par contre il y a lieu de déplacer légèrement le synclinal de l'Eure, la ligne des points bas s'éloigne moins vers l'Est de celle des points hauts que je n'avais cru, elle passe à La Verrière, Saint-Michel-sur-Orge, Corbeil et un peu au Nord de Melun.

L'axe du Roumois venant de Rambouillet se trouve également redressé, j'ai constaté que la craie avait un maximum d'altitude à 115 m. à Longvilliers dans la vallée de la Remarde, et à 98 m. à Sermaize dans la vallée de l'Orge. Vers l'Est sa trace est difficile à suivre par suite du manque de forages, le niveau de l'argile verte ne présente que des ondulations peu sensibles, on peut supposer cependant que la ligne des points hauts se dirige sur Etrechy, Courances et Fontainebleau. La fosse d'Etampes (synclinal de la Risle) se réduit en largeur et s'allonge sensiblement de l'Ouest à l'Est. D'une manière générale on peut dire que les observations poursuivies et précisées depuis 1890 sur les ondulations ont apporté partout la confirmation des premiers essais, et si nous avons été conduit à déplacer certains axes de quelques kilomètres, cela a toujours été pour les redresser, les accentuer et les prolonger.

Comme stratigraphie de détail j'ai découvert qu'aux environs d'Etampes le calcaire de Beauce jaune est surmonté par le calcaire bleu à limnées dit de l'Orléanais, ces roches qui atteignent soixante mètres d'épaisseur à Etampes se réduisent à huit ou dix mètres près de Dourdan et St-Arnoult, et ceci par l'ablation des assises supérieures. L'argile verte manque dans la même direction et, sur l'axe crétacé, les sables supérieurs reposent directement sur la craie à Sermaize, par l'intermédiaire d'un poudingue siliceux qui a un aspect fluviatile tout spécial à Dourdan.

2° J'ai eu l'occasion de reprendre et de généraliser quelques anciennes observations fort bien faites par M. Douvillé dans la forêt de Fontainebleau sur les alignements par bandes des régions gréseuses et purement sableuses. J'ai

entretenu deux fois la Société géologique sur ce sujet, depuis lors, dans la suite de mes explorations sur la feuille de Melun j'ai trouvé toujours les grès disposés par bandes régulièrement orientées, parfois localement interrompues mais reprenant ensuite dans la même direction et parfaitement parallèles à des bandes purement sableuses intermédiaires.

Les grès sont spécialement développés dans deux massifs élevés, celui de Fontainebleau allant de la Seine à la Juine, et celui de Rambouillet allant de Rochefort à la limite du plateau tertiaire.

De nombreuses observations de nivellement barométrique appliquées au calcaire de Brie ont prouvé que le sous-sol ne participait pas aux ondulations multiples des bandes gréseuses plus saillantes que les bandes sableuses intermédiaires; les environs de Melun sont particulièrement instructifs à cet égard. Il faut noter que dans les régions des bandes sableuses le calcaire marneux saumâtre de la base de la formation de la Beauce est tout spécialement développé, et, comme la dureté des grès a beaucoup contribué à diriger la dénudation locale puisque les bandes sableuses n'ont pas pu opposer la même résistance au ruissellement, ce faciès se trouve moins répandu que le calcaire purement lacustre.

Tandis qu'au Nord de Paris les collines tertiaires doivent leur préservation et leur alignement à des ondulations générales du sol et à la disposition architechtonique régionale, comme pour les buttes de Monjavoult et de Sérans dont j'ai parlé tout à l'heure; au Sud de Paris les faits généraux d'alignements sont sans corrélation directe dans leurs détails avec la disposition du sous-sol, ils sont motivés simplement par l'inégale solidité d'une même assise. J'ajouterai avec quelque réserve que les sables de Fontainebleau se comportent comme d'anciennes dunes, alignées le long d'un rivage orienté du Nord-Ouest au Sud-Est, en face d'une dépression marine ouverte au Nord, dunes sur plusieurs rangées parallèles, et que, par une cause qui nous est inconnue, le sommet de ces dunes s'est solidifié et agglutiné en grès, dès avant le dépôt du calcaire de Beauce dont l'envahissement a commencé par des dépôts saumâtres entre les dunes avant la submersion générale lacustre venue du Sud. A Orgemont (commune de Cerny), l'épaisseur des sables peut être évaluée à 35 ou 40 mètres tandis que les sables surmontés par les grès atteignent 55 à 60 m. au Sud d'Orgemont à Boissy-le-Cuté, et la même épaisseur à la Ferté-Alais au Nord.

Les horizons fossilifères à la base des sables : marnes à huîtres, mollasse de Montmartre, sables de Jeurre et de Morigny, paraissent spécialement développés en bandes transversales qui suivent le synclinal d'Etampes vers la Ferté-Alais et Courances pour gagner La Chapelle-la-Reine.

3° Les sables granitiques dont les explorations pour l'établissement de la Carte au 320.000e avaient déjà fait connaître la grande étendue, se sont trouvés beaucoup plus développés encore qu'on ne supposait sur les grands plateaux de Beauce des environs d'Etampes. Souvent accompagnés de lits argileux ils déterminent des mares et des sources sur les calcaires de Beauce comme il en existe sur les plateaux meuliers. Au-dessus de Morigny les sables de la Sologne en

divers lits, gros et fins, atteignent 8 mètres de puissance, ils reposent toujours par ravinement profond sur le calcaire et la formation de Beauce, cependant à la ferme de la Poislée au-dessus de Brière-les-Scellés, nous les avons vu en contact avec les sables de Fontainebleau par suite d'un ravinement tout particulièrement intense et qui paraît correspondre à celui de Morigny. Nous n'avons pas vu les sables granitiques dépasser l'Ecole à l'Est, et la localité de Maisse paraît un des points extrêmes dans cette direction, les fossiles continuent à y faire malheureusement défaut.

4° *Graviers des Plateaux.* — Les nouvelles courses ont montré une extension inattendue de gros graviers sur les hauts plateaux qui bordent la Seine, ces graviers sur lesquels l'attention des observateurs n'avait pas été suffisamment attirée jusqu'ici sont souvent dans une situation *culminante* occupant le sommet de tertres élevés et qui permettent difficilement d'imaginer leur extension primitive. Cette position stratigraphique est très différente de celle du diluvium des vallées propres et nous conduit à les supposer d'un âge bien plus ancien, très probablement pliocène. Ces graviers généralement argilo-sableux et rubéfiés sont jusqu'ici sans fossiles ; ils sont facilement observables sur le plateau de Bois-le-Roi à l'altitude de 86 mètres (Seine à 42 m.) et jusqu'à la Table-du-Roi à 108 m.; sur les plateaux à l'Ouest de Melun, au-dessus de Seine-Port, de Morsang-sur-Seine, ils viennent s'épandre en une vaste nappe sur la forêt de Sénart à l'altitude de 83 m. (Seine à 31 m.) et sur le plateau entre l'Yerre et la Marne.

D'une façon générale les graviers pliocènes suivent approximativement la direction de la vallée de la Seine, couvrant les caps qui s'avancent dans les méandres et délimitant une bande oblique large de cinq à huit kilomètres. Nous avons suivi ces graviers au Sud de la feuille de Melun, à Thomery, à Samoreau, Champagne, la Celle-sous-Moret (altitude 115 m., Seine à 50 m.) et sur les plateaux dominant le confluent de la Seine et du Loing. Cette situation dominante des graviers au Sud de Paris contraste absolument avec celle que nous leur connaissons au Nord de Paris dans l'aval de la vallée de la Seine où ils sont toujours contenus dans les limites du décomble de la vallée. Ces points culminants de la feuille de Melun, sans indication de berge, ni de rivage, ne sont point sans soulever un problème intéressant, celui d'une dénudation locale, par une désagrégation lente et prolongée ayant agi postérieurement à la dénudation diluvienne fluviatile pliocène.

Il y a eu nécessairement un émiettement chimique et mécanique avec ruissellement local qui a sculpté un relief supérieur très accentué et très étendu, postérieurement à cette première extension de graviers fluviatiles que nous plaçons sur l'horizon de St-Prest, et antérieurement au régime torrentiel des hauts niveaux quaternaires situés bien plus bas. Cette considération nous permet d'apprécier et de circonscrire le phénomène de la formation des limons.

FEUILLE AU 320.000e DE LILLE

ET

RÉVISION DES FEUILLES AU 80.000e

CALAIS, DUNKERQUE, SAINT-OMER, LILLE, ARRAS, AMIENS

PAR

M. J. GOSSELET

Membre correspondant de l'Institut,
Professeur à la Faculté des Sciences de Lille,
Collaborateur principal.

Je diviserai mes travaux de l'année 1893 en deux catégories selon qu'ils ont pour objet spécialement la carte au 320.000e ou la carte au 80.000e.

Carte au 320.000e

J'ai exploré les feuilles de Mondidier, Laon et Abbeville pour étudier les couches tertiaires désignées sur les cartes au 80.000e par les lettres e_{IV} et M.

Sous la lettre e_{IV} on avait réuni les sables de Bracheux et les argiles à lignites. Je devais les distinguer. Le travail est terminé sur Montdidier et il est très avancé sur les deux autres feuilles.

M désigne sur les feuilles au 80.000e l'argile à silex ; mais on y trouve confondus :

1° Les silex de l'argile éocène inférieure que nous indiquons sur la carte au 320.000e par des hachures.

2° Les silex des sables verts, partie inférieure de Bracheux, qui doivent porter la couleur 1e.

3° Les silex quaternaires remaniés, qui ne doivent pas être indiqués.

4° Les silex simplement déchaussés de la craie sous-jacente.

5° L'argile à silex blanchis dont l'âge n'est pas encore parfaitement fixé.

La distinction exacte de ces diverses catégories de silex ne peut être faite qu'en levant la carte au 80.000e. Pour la carte au 320.000e, il fallait se borner à

des explorations rapides. Il me reste à parcourir sous ce rapport les feuilles d'Abbeville, d'Yvetot et une partie de celle de Montdidier.

Lorsque la feuille de Cambrai a été tirée les phosphates de Templeux et de Fresnoy n'étaient pas encore exploités. J'ai dû aller tracer les contours de ces gîtes.

Dans quelques excursions sur les feuilles d'Abbeville, Yvetot, St-Valery j'avais observé plusieurs exploitations de sables tertiaires, qui n'étaient pas marqués sur les feuilles au 80.000e. J'ai envoyé mon préparateur, M. Parent, à la recherche de ces gisements ignorés. Il en a découvert quelques-uns ; mais ce n'est guère que dans une exploration complète pour le 80.000e, qu'on arrivera à reconnaître ces dépôts cachés par le limon et qui sont révélés par les exploitations et par les puits.

Sous ce rapport la carte au 320.000e a profité de mes explorations pour la carte au 80.000e sur les feuilles d'Arras et d'Amiens.

Carte au 80.000e

Feuille d'Arras. — Je n'ai rien ajouté cette année à ce que j'avais fait en 1891. J'ai reporté tous mes efforts sur la feuille de Lille au 320.000e et sur les feuilles au 80.000e d'Amiens et de Lille.

Feuille d'Amiens. — J'ai consacré de nombreuses tournées à la feuille d'Amiens que je fais en collaboration avec M. Cayeux. J'ai relevé la partie occidentale de la feuille, où la craie sénonienne règne d'une manière uniforme ; ma préoccupation était donc dans ce travail de découvrir quelques lambeaux tertiaires et de distinguer les divers terrains à silex comme il a été dit plus haut.

Feuille de Lille. — Je n'ai fait que peu de tracés sur la feuille de Lille, parce qu'il y a quelques questions préjudicielles à résoudre. Cette feuille est presqu'entièrement couverte par le limon. Un examen superficiel semble indiquer l'existence de trois limons *jamais superposés* et dont le plus ancien serait seul quaternaire. Mais quand on étudie plus complètement, on arrive à se demander si ces limons de sont pas contemporains. J'ai parcouru plusieurs fois les environs de Lille avec M. Ladrière ; nous n'avons pas pu nous mettre d'accord, ni même acquérir l'un ou l'autre une opinion ferme.

Feuilles de St-Omer, Calais, Dunkerque. — Bien qu'il n'y eût pas urgence à faire le lever de ces feuilles, qu'il y eût même inconvénient à entreprendre beaucoup de feuilles à la fois, néanmoins j'ai consacré de nombreuses journées à la Flandre et particulièrement à la Flandre maritime pour les raisons suivantes :

1° Le limon des environs de Lille ressemble à certains limons de la Flandre ; il y avait intérêt à savoir si ceux-ci n'éclaireraient pas l'âge des premiers. Sous ce rapport mes courses n'ont pas eu de résultat.

2° On faisait des chemins de fer et des canaux ; il était important de ne pas laisser perdre les coupes, qu'on pouvait y observer. Comme ces travaux étaient situés loin des voies ferrées, à de grandes distances les uns des autres, leur étude m'a demandé beaucoup de temps et de voyages.

J'ai pu reconnaître qu'il y a eu deux séjours de la mer depuis l'époque historique, sur le sol de la Flandre maritime. jusqu'à une distance de 20 kilomètres de la côte actuelle. Le plus ancien, déjà établi par Debray, date environ du IVe siècle de l'ère chrétienne ; le second, dont j'ai déterminé l'âge à l'aide des poteries qu'il recouvre est postérieur au XIIIe siècle.

Les dépôts qui se sont formés pendant ces séjours de la mer présentent trois faciès bien distincts : des argiles à *Hydrobia ulvæ*, des argiles sableuses à *Scrobicularia piperata*, des sables à *Cardium edule*. Ces dépôts que l'on serait tenté de considérer comme successifs, paraissent avoir été déterminés par la profondeur ou par les courants. J'avais déjà observé le même fait dans le bassin de chasse de Dunkerque.

J'ai pu aussi reconnaître qu'entre deux séjours de la mer qui sont probablement les deux précédents, les environs de Calais ont été recouverts par un lac d'eau douce et que sur les dépôts calcaires faits dans ce lac, on trouve un ancien cordon littoral formé de cailloux roulés, plus arrondis et plus réguliers que ceux de la mer actuelle.

Ces études devront être poursuivies l'été prochain. car il me reste à fixer l'étendue des dépôt marins des deux époques et celle du lac d'eau douce.

FEUILLE DE NEVERS

ET

TERRAINS SECONDAIRES A L'EST ET AU NORD DU BASSIN DE PARIS

PAR

M. A. DE GROSSOUVRE

Ingénieur en chef des Mines,
Attaché au Service central.

---

1. FEUILLE DE NEVERS.

Nous avons terminé cette année, en collaboration avec MM. de Launay et Busquet, le tracé des contours de cette feuille : elle est actuellement à la gravure. Nous n'avons, par conséquent, aucun fait particulier à signaler puisque l'ensemble de nos observations se trouve en quelque sorte figuré par les reports exécutés sur le canevas topographique. Nous nous proposons d'ailleurs de publier avec M. Busquet un texte explicatif détaillé, de manière à faire connaître

avec plus de développement la série stratigraphique de cette région et les accidents tectoniques qui l'ont affectée. Les deux questions sont également intéressantes à traiter : la succession sédimentaire embrasse tous les terrains, depuis le Permien jusqu'au Cénomanien supérieur, auxquels s'ajoutent quelques termes du Tertiaire. Certains niveaux fossilifères y présentent une faune bien caractérisée et composée de nombreuses espèces d'ammonites. D'autre part tout le terrain a été disloqué par une série de failles, dont la direction générale oscille autour de la ligne Nord-Sud, et de failles subordonnées, de direction perpendiculaire aux premières : il y a là un champ de cassures très développé et dont l'allure mérite d'être étudiée et mise en relief. Nous aurons à faire quelques tournées pour revoir certains points particuliers, en vue de cet objet spécial.

Il y aurait intérêt aussi à réviser les contours des feuilles voisines situées au Nord et au Sud de celle de Nevers, afin de rectifier quelques erreurs de tracé et permettre plus tard la publication de la feuille au 320.000e qui ne serait pas possible si des corrections n'étaient pas effectuées. Il convient de poursuivre ce travail dès ce moment, afin de profiter de l'expérience que nous avons acquise avec M. Busquet, mon collaborateur des terrains sédimentaires de cette région, par nos explorations sur la feuille de Nevers. Il existe en effet un certain nombre d'assises qui présentent de très grandes ressemblances de faciès et possèdent en même temps des épaisseurs considérables, de sorte que l'on se trouve fort embarrassé quand on les rencontre, si l'on n'a pas, suivant l'expression vulgaire, ces terrains dans l'œil. Ce n'est pas qu'il faille prendre une décision sans être arrivé à trouver quelque fossile caractéristique qui confirme la première intuition, mais la connaissance des allures et de l'aspect pétrographique des couches facilite aussi cette recherche, qui sans cela est fort longue et fastidieuse.

Il faut compter d'ailleurs que le nombre de tournées nécessaires pour arriver à effectuer ces rectifications sera assez grand, car malgré la petite échelle de la carte à laquelle elles sont destinées, il faudra procéder très minutieusement et avec beaucoup de prudence pour arriver à déterminer l'âge de certaines couches et fixer la position des failles qui les découpent. Sans cela on s'exposerait à commettre des erreurs de même ordre que celles que l'on se propose de rectifier. Dans un terrain où les mêmes facies se répètent à plusieurs niveaux et où des accidents interrompent la continuité des couches, il faut de toute nécessité aller très lentement.

On peut donc prévoir que cette révision demandera au moins 50 à 60 jours de tournées : c'est là un autre motif pour la commencer de suite afin de ne pas retarder plus tard la publication de la feuille à 320.000e.

II. COORDINATION DES CONTOURS JURASSIQUES ET CRÉTACÉS DANS L'EST ET LE NORD-EST DU BASSIN DE PARIS.

M. le Directeur du Service de la Carte géologique nous ayant chargé de ce travail, que nous avions d'ailleurs commencé il y a deux ou trois ans, nous aurons à la reprendre plus activement pour permettre la publication des feuilles au 320.000^{e}.

Nous avons déjà fait connaître comme résultat de nos premières recherches que la limite entre l^2 et l^3 avait été placée dans cette région à un niveau fort différent de celui qui a été adopté dans la plupart des autres feuilles ; l'erreur commise n'affecte pas les contours du 320,000^{e}, mais elle doit être signalée pour qu'il en soit tenu compte le jour où les feuilles de cette région seront révisées. De même la limite entre j_{IV} et j_{III} nous a semblé mal placée et ne pas correspondre à celle généralement adoptée : comme les ammonites sont rares, il nous faudra avant de donner une conclusion ferme sur ce second point, suivre les couches sur un plus long parcours.

Enfin dans cette région on a indiqué, comme infracrétacés, des îlots de terrain argilo-sableux qui sont réellement d'âge éocène ou même oligocène : j'ai causé de cette question avec M. Gosselet et nous sommes du même avis sur ce point.

En résumé, nous avons utilisé cette année :

1° A commencer la révision des contours sur les feuilles de St-Pierre et Clamecy.

2° A continuer nos explorations sur les feuilles d'Angoulême (terrains crétatacés et tertiaires) et de Jonzac (feuille entière).

3° A définir pour les couches jurassiques le passage du facies du bassin anglo-parisien au facies aquitanien.

4° A poursuivre l'étude que nous avions commencée précédemment pour la coordination des couches jurassiques et crétacées à l'Est et au Nord-Est du bassin de Paris.

5° Enfin nous désirerions terminer complètement la publication de la partie stratigraphique de notre mémoire sur le terrain crétacé. Ce travail, assez absorbant, nous empêchera probablement de consacrer aux tournées sur le terrain tout le temps que nous pourrions leur donner.

Dans ces conditions nous pensons pouvoir terminer seulement vers 1896 notre feuille d'Angoulême, d'autant plus que nous désirerions attendre pour la gravure que l'exploration de la bordure limitrophe de la feuille de Jonzac fût terminée : en ne prenant pas cette précaution, on s'expose à reconnaître sur la feuille voisine des faits restés inaperçus sur la précédente, et à commettre ainsi des erreurs dont la rectification est trop tardive pour pouvoir être faite ; on est exposé en un mot à avoir deux feuilles voisines qui ne se raccordent pas.

ÉTUDE PRÉLIMINAIRE

SUR LES

TERRAINS JURASSIQUES DES ARDENNES

PAR

M. MUNIER-CHALMAS

Professeur à la Faculté des Sciences de Paris
Collaborateur principal.

J'ai consacré seulement quelques jours à étudier, pour la carte au 320.000e, les environs de Mézières, de Neuvizy, de Saulces-aux-Tournelles ; je ne parlerai dans ce rapport que de deux points principaux.

Les collines des environs de Dom-le-Mesnil m'ont permis de constater, grâce à quelques petites excavations situées sur leur flanc ouest, que le *Bajocien* était beaucoup plus complet qu'on ne l'avait supposé. Il m'a semblé aussi qu'il n'y avait pas de lacune entre cet étage et le *Toarcien* ; cependant je n'ai pas encore trouvé d'*Ammonites Aalensis* dans les couches que je considère comme appartenant à cet horizon.

Le *Bajocien inférieur* est constitué par des calcaires marneux, souvent très durs, à *Terebratula Eudesi* ; puis viennent des bancs dans lesquels j'ai rencontré des *Hyperlioceras* que je considère comme appartenant à la zone à *Ludwigia concava* ; ce genre a également été rencontré aux environs de Sedan par M. Thiriet.

Le *Bajocien moyen* renferme de grandes Bélemnites, *Megateuthis giganteus*, puis des *Terebratula perovalis* et des Ammonites rares et mal conservées.

Le *Bajocien supérieur*, qui est exploité comme pierre de construction, contient de grands exemplaires de *Cœloceras Blagdeni*. Comme M. Hébert l'a déjà fait remarquer, ce sous-étage est incomplet ; ses couches terminales, qui correspondent à l'oolithe blanche des géologues normands, manquent : en effet, le Bathonien inférieur repose directement sur les couches à *Cœloceras Blagdeni* ; il y a là une lacune bien caractérisée.

Une question d'une très grande importance au point de vue cartographique a appelé mon attention ; il s'agissait, en effet, de savoir vers quelle époque ont commencé les *dépôts coralliens* des environs de Saulces-aux-Bois et de Neuvizy,

etc., dépôts que l'on considère, en général, comme appartenant au *Rauracien*. Dans ce but, j'ai étudié les différentes assises du terrain jurassique supérieur de cette région, depuis le Callovien jusqu'au Séquanien.

Le *Callovien* présente les trois divisions classiques que l'on observe en Angleterre :

1° Le *Callovien inférieur* est formé par les assises à *Cosmoceras Gowerianum*, *C. calloviense*, *Proplanulites Kœnigii*, *Macrocephalites macrocephalus*.

2° Le *Callovien moyen* est surtout représenté par des couches argileuses à *Reineckeia anceps*, *Cosmoceras Jason*.

3° Le *Callovien supérieur* est formé par des gaizes bien connues, exploitées pour l'empierrement des routes ; j'ai rencontré dans ces assises *Peltoceras athleta* et *Cardioceras Lamberti*; leur partie supérieure contient *Cardioceras Mariæ*, *C. Lamberti* et *Creniceras Renggeri*.

L'*Oxfordien inférieur* renferme des calcaires plus ou moins ferrugineux. La zone des calcaires à *oolites ferrugineuses* caractérisée par *Cardioceras cordatum* a donné naissance, par décalcification, comme on le sait, aux minerais de fer exploités à Neuvizy et dans les environs.

Ces dernières assises supportent des couches calcaires ou argileuses qui appartiennent encore au niveau à *Cardioceras cordatum* ; elles passent insensiblement à des calcaires marneux ayant une faune glypticienne, savoir : *Glypticus hieroglyphicus*, *Cidaris florigemma*, *Hemicidaris crenularis* et empreintes de Polypiers.

A ces bancs succèdent des calcaires à *Diceras* et Polypiers siliceux dans lesquels j'ai recueilli un fragment de *Perisphinctes Martelli*.

Plus haut se développe une série puissante de calcaires coralliens présentant à Saulces-aux-Bois un banc de calcaire construit renfermant de très belles empreintes de *Diceras*, de *Ptericardia (Cardium) corallina*, de *Corbis*, de *Pachymytilus* de *Purpuroidea*, etc.

Ces couches s'élèvent jusqu'à la rencontre des calcaires compacts de l'étage séquanien (Astartien).

Il me paraît que le *Glypticien* des environs de Neuvizy correspondrait à la partie supérieure des couches à *Cardioceras cordatum*, tandis que la partie inférieure des calcaires coralliens serait l'équivalent des assises à *Perisphinctes Martelli*. Il faudra des études nouvelles et très suivies pour tracer avec certitude, au milieu de ces dépôts coralliens, *la limite des étages Oxfordien et Rauracien*.

J'ajouterai que dans les points que j'ai explorés le *Gault*, au point de vue stratigraphique, est tout à fait indépendant des terrains jurassiques; il repose soit sur l'Oxfordien, soit sur le Rauracien ou sur le Séquanien.

RÉVISION DE LA FEUILLE DE SOISSONS

PAR

M. H. THOMAS

Contrôleur principal des Mines,
Chef des Travaux graphiques.

Pendant la campagne de 1893, les explorations ont porté sur la partie méridionale de la feuille et son contact avec celle de Meaux.

Dans cette région, trois voies ferrées en construction, nous ont fourni de précieux éléments pour les tracés des nouveaux contours. L'une, ouverte par la Compagnie du Nord, part d'Ormoy-Villers et va se souder près de Mareuil-sur-Ourcq à la nouvelle ligne de l'Est de Trilport à la Ferté-Milon. De ce point, celle-ci emprunte pendant une vingtaine de kilomètres la ligne de Château-Thierry, et s'en détache à Armentières pour se diriger sur les Ardennes par Reims.

En partant d'Ormoy, la ligne de Mareuil entame à peine les marnes blanches du **Calcaire grossier supérieur**; elle contourne le village au sud, et pénètre dans les couches inférieures des **Sables de Beauchamp** à *Nummulites variolaria, Dentalium grande* avec *Cardita planicosta.* Près du kilom. 4, la dissolution d'une couche sous-jacente a produit l'affaissement des assises moyennes et supérieures des Sables, et de celles du **Calcaire de St-Ouen.** Cet accident a disloqué un premier banc de grès supportant des couches sableuses à *Potamides tricarinatus* du niveau supérieur et atteint en profondeur un second banc de grès séparé du premier par 4 mètres de sables ligniteux, calcaires, à *Bayania hordacea, Cerithium thiarella, Batillaria Bouei* de l'horizon moyen. Il n'existe pas de couches lacustres entre ces deux niveaux fossilifères, pour représenter le Calcaire de Ducy.

Le calcaire de St-Ouen avait été figuré à tort dans l'étendue des Bois-du-Roi : en dehors de cette poche, on n'en trouve aucune autre trace au voisinage de la ligne, et c'est à deux kilomètres au Nord qu'il faut remonter pour rencontrer ses premiers affleurements.

La voie s'élève ensuite jusqu'à la route de Lévignen ; au-delà, elle commence à descendre, et se poursuit, toujours dans les sables dont l'épaisseur atteint 35 mètres, jusqu'à Antilly où l'on revoit le calcaire grossier. Dans le vallon de la Grivette, on remarque les profondes érosions subies par les sables moyens que recouvre un épais manteau de limon. A Antilly, les bancs de *roche* à cérites du calcaire grossier supérieur sont exploités par galeries souterraines ; leurs

affleurements sont plus étendus vers l'Ouest, et leurs contours sont à remonter dans la direction du village.

Le calcaire grossier moyen est au niveau de la voie au kilom. 17 ; en continuant à descendre on atteint bientôt des sables grossiers quartzeux qui alternent avec des lits d'argile violacée au sommet. Ce sont les **Sables de Cuise**. On les retrouve après la traversée de la Grivette au pied du contrefort de Mareuil où ils sont fortement ravinés. Peu après, la jonction avec la ligne de Trilport a lieu dans les couches calcaires à *Nummulites lævigata* qui deviennent franchement magnésiennes.

Sur la ligne de Trilport à la Ferté-Milon les couches à cérites, le *banc vert* et les *caillasses* occupent le sommet de la tranchée vers la gare de Mareuil, les couches à *Cerithium giganteum* recouvrent des sables verts visibles dans les fossés.

Si l'on s'éloigne de la voie dans la direction du canal, on constate que les assises sableuses du niveau supérieur de l'horizon de Cuise se prolongent par un ensemble de couches nettement argileuses, de couleur gris de fer, compactes au sommet, un peu sableuses en bas, qui sont exploitées pour la tuilerie de Marolles (épaisseur 3 m. 35).

Avant Marolles, la voie passe en souterrain sous le cap avancé de Queue d'Ham et débouche au contact des sables de Beauchamp et du calcaire grossier dont on recoupe toutes les assises à l'entrée du village. Après avoir laissé sur sa droite les tourbières de Fulaines, on voit, en arrivant près de la Ferté-Milon, des excavations ouvertes dans les couches solides du calcaire grossier inférieur, qui mettent à jour les premiers bancs des sables de Cuise. Il convient de les figurer en ce point sur la carte.

L'exploration des plateaux voisins nous a conduit à étendre sensiblement les affleurements des couches de St-Ouen dans la région Sud et Ouest de la grande forêt de Retz, où les marnes de l'étage sont fréquemment utilisées pour les besoins agricoles. Sous les marnes de St-Ouen, les sables de Beauchamp montrent des assises argilo-sableuses à *Lucina saxorum*, *Meretrix cuneata*, *Ampullina abscondita*, *Cerithium angustum*, *Potamides tricarinatus*, *Batillaria pleurotomoides*, *Melongena subcarinata*, reposant sur un banc de grès exploité pour pavés (0 m. 75 à 1 m. 25).

Vers Silly-la-Poterie les argiles du niveau de Cuise, que nous avons déjà vues à Mareuil, augmentent d'épaisseur ; elles ont 7 m. à la carrière de M. Vallon, et plus de 9 mètres à l'argilière de Neufvivier. Malgré l'état de dislocation de ces couches qui ne permet pas facilement d'en suivre l'extension, il semble qu'il y ait passage latéral des sables aux argiles et non ravinement des sables avant dépôt des argiles dans les dépressions du ravinement.

Ces argiles, qui sont d'ailleurs de régime très irrégulier, disparaissent à Troesnes. Sous le calcaire grossier inférieur à gros grains de quartz vert qui limite les assises, on ne voit plus que des sables jaunes. Au passage à niveau ceux-ci plongent sous les couches à *Ditrupa strangulata* pour reparaître vers Rozet-St-Albin. Près de Nanteuil Notre-Dame, à la Poterie, les argiles redevenues puissantes sont exploitées par puits pour les tuileries de Coincy.

Le plateau qui s'étend entre la Ferté-Milon et Coincy a été l'objet de rectifications importantes dans le tracé des contours. A la montée de la Ferté par la route de St-Quentin, des marnes blanches sont surmontées par un calcaire dur, grenu, qui contient *Avicula Defrancei*; au-dessus, un calcaire siliceux passe fréquemment à un véritable silex. La base de l'horizon de St-Ouen est ici à 127 m. Dans le vallon du rû d'Alland, à 300 m. à l'Ouest de St-Quentin, on constate la disparition du calcaire grossier moyen, qui doit être effacé de la carte ; de même, le calcaire à cérites n'existe plus vers l'Est à partir du moulin ; les sables de Beauchamp occupent seuls les pentes du vallon, comme le montrent les sablières de Dammard et de Sommelans,

A La Croix, un banc de grès tabulaire, de 1 m. 20 environ, fournit des pavés très estimés. Il est surmonté par 4 à 5 m. de marnes lacustres jaunes ou verdâtres représentant le calcaire de Ducy avec *Limnea arenularia*, *Bithinia*, *Chara*. L'horizon de Mortefontaine avec *Avicula Defrancei*, est à l'état de grès calcaire ; il devient de plus en plus sableux en s'avançant vers l'Est. Les grès forment sur le flanc du vallon de petites falaises bien visibles dont l'altitude, de Lévignen jusqu'à La Croix, s'est élevée de 114 à 159 mètres.

Sur l'étroit plateau compris entre Armentières et Nanteuil-Notre-Dame, on ne trouve plus de grès ; mais les sables y sont notablement plus étendus que ne l'indiquent les anciens tracés ; ils se développent sur plusieurs kilomètres au Nord du point 141, et au Sud jusqu'aux bois de Rocourt.

Au pied des pentes des bois de Grisolles, vers l'Ouest, les **Marnes à Pholadomya ludensis**, occupent les abords de la ferme d'Halloudray jusqu'aux premières maisons de Sommelans : on y trouve *Euspatangus Prévosti*, Desor; elles remontent ensuite par Rémond-Voisins et Rassy.

Le **Gypse** n'affleure pas ; il existe à Latilly à la profondeur de 20 mètres environ. La masse a de 8 à 9 mètres d'épaisseur ; mais la partie exploitée ne dépasse guère 2 m. à 2 m. 25 par suite de l'inondation des galeries. Il semble cependant qu'on pourrait remédier à cet envahissement des eaux en les déversant dans les couches perméables des Sables de Beauchamp. L'épaisseur du calcaire de St-Ouen avec les couches solides qui l'encadrent ne les en sépare que d'une vingtaine de mètres, et la pente des couches drainerait ces eaux vers l'Ouest dans le rû d'Alland, où elles trouveraient un écoulement naturel.

Les **Argiles vertes** que les puits d'extraction du Gypse de Latilly traversent à leur orifice, sont surmontées près des bois de Grisolles par des argiles bariolées, un peu sableuses contenant des blocs isolés d'une meulière celluleuse, scoriacée, répartie sur une épaisseur de 2 m. 50 à 3 m : c'est **la Meulière de Brie**.

Entre Coincy et Fère en Tardenois, il y aura lieu de tracer de nouveaux contours géologiques. Autour d'un mamelon coté 191 m. sur la carte d'État-major, sont figurés des contours du Gypse, des Marnes vertes avec des Calcaires de Brie au sommet. Or, rien de tout cela n'existe, pas plus d'ailleurs que l'altitude 191 qui doit être ramenée à 171 m.

Villeneuve-sur-Fère repose sur un des premiérs jalons du plateau de la Brie. Si les meulières y sont activement exploitées, le Gypse a cessé de l'être. C'est à

Villemoyenne que se trouve l'exploitation la plus voisine à laquelle donne accès un puits de près de 50 mètres de profondeur. La masse, épaisse de 9 mètres dont 2/3 exploitables, est séparée en 2 bancs par des assises marneuses d'une dureté parfois assez grande pour justifier le nom de roche qui leur a été donné.

Voici la coupe de ce puits :

	Terre végétale	1m »
1	Limon à briques (rougette)	2 80
2	Argile grise bariolée	2 60
3	Meulière	3 00
4	Sable boulant	1 »
5	Glaise verte plastique	4 »
6	Glaise feuilletée blanchâtre	2 10
7	Marne blanche	2 20
8	Roche (marne dure)	0 35
9	Glaise vert foncé	2 15
10	Marne argileuse bleue (Les Bleus)	4 à 6m
11	Pierre dure bleue	0 10
12	Maîtresse roche, grisâtre, dure	1 10
13	Marne blanche sèche	3 à 4m
14	Glaise jaune	2 50
15	Gypse, faux plâtre	4 00
	2m50 exploitables, se divise en lits de 0.15 à 0.20 c.	
16	Marne gris jaunâtre, dure	0m32
17	Marne blanche	0 28
18	Glaise noirâtre	0 20
19	Roche (marne grise)	0 38
20	Terre blanche argileuse	0 36
21	Roche (marne grise dure)	0 45
22	Gypse	0 30
23	Marne blanche tendre	1 »
24	Gypse (3m50 réellement exploitable)	5 »
25	Roche dure	0 20
26	Marnes blanches et bleues en divers bancs plus ou moins durs.	

Les assises 2, 3 et 4 représentent le calcaire et les meulières de Brie sableuses à la base, et sous lesquelles se trouve le niveau d'eau des marnes et argiles vertes. Celles-ci sont représentées par les couches 5 et 6. Mais la place des marnes à *Limnæa strigosa* et des marnes à *Lucines* ne peut être exactement indiquée. Au contraire les bancs de marnes blanches groupées sous le n° 26 correspondent vraisemblement aux Marnes à *Pholadomia ludensis* que nous venons de voir caractérisées à Sommelans par *Euspatangus Prevosti*. Les marnes bleues formeraient le sommet du calcaire de Saint-Ouen.

Les explorations que nous allons poursuivre en 1894, et le percement d'un nouveau puits qui doit être entrepris au cours de cette année, nous permettront sans doute de fixer d'une manière précise les divers étages de cette formation en les rapprochant de ceux bien connus des environs immédiats de Paris.

La ligne d'Armentières à Bazoches nous a fourni à son tour un certain nombre de tracés nouveaux. Ils intéressent les Sables de Cuise à Nanteuil ; le Calcaire grossier et les Sables moyens à Fère en Tardenois et à Vaux, tandis que plus loin, à Loupeigne, Bruys, Mont-Notre-Dame et Bazoches, l'horizon de Cuise et celui de l'Argile plastique ne sont pas moins intéressants à suivre dans leurs affleurements.

Sur le chemin de St-Thibaut à Chézy on constate qu'il n'y a pas de calcaire de St-Ouen, à la traversée des bois du signal 182.

Enfin nous signalerons dans la vallée de la Vesle l'extension des **Sables blancs de Châlons-sur-Vesle** à Limé sur la rive gauche, et sur l'autre rive à Courcelles, Braine et Chassemy près de son confluent avec l'Aisne. Dans la vallée de l'Aisne, ces mêmes sables ont été exploités à Venizel ; on les voit encore sous la *Marne de Dormans* qui supporte les couches de l'Argile plastique près de la gare de Soissons ; plus loin, sous les assises à *Potamides funatus* de l'ancienne citadelle, et enfin à Mercin près du moulin de Voisdon.

DÉTROIT DE LANGRES

FEUILLE DE DIJON

PAR

M. L. COLLOT

Professeur à la Faculté des Sciences de Dijon,
Collaborateur adjoint.

La majeure partie du quart N.-E. de la feuille de Dijon, appartient au plateau de Langres et est formée par le bathonien complet. Les vallées entament le calcaire à entroques et quelquefois même le lias supérieur (Rivière-les Fosses, Courlon, Barjon).

A l'Est d'une faille N.-E. qui va de Vaux-sous-Aubigny à Selongey, Villey-Crécey, le corallien forme généralement la surface d'une région plus basse.

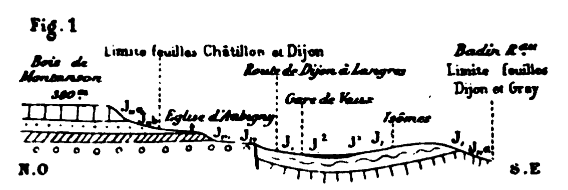
Les calcaires compactes J_{IIa} compris entre l'oolithe blanche et les calcaires en dalles du bathonien supérieur forment la surface des plateaux entre Aubigny et Rivière-les-Fosses, entre Rivière et la vallée de la Venelle (Vernois, Foncegrive), mais entre ces deux derniers villages et la vallée de la Tille, de même qu'entre celle-ci et l'Ignon, c'est le bathonien supérieur J_I, contrairement aux indications données par Guillebot de Nerville dans sa carte de la Côte-d'Or, qui forme principalement la surface du plateaux.

Le caractère dominant du bathonien supérieur est d'être formé de dalles oolithiques ou grenues généralement de couleur blonde. Mais dans cette région il s'y développe, à mi-hauteur, un faciès marneux, non oolithique, avec beaux échantillons de *Terebratula cardium* et lamellibranches. Ce faciès marneux paraît avoir trompé Guillebot de Nerville, qui a attribué ces couches à la terre à foulon, ce qui a entraîné des erreurs de délimitation sur la carte, notamment au nord de Poiseul-les-Saulx.

L'oxfordien autour d'Isomes, d'Occey, débute par un lit de calcaire brun, un peu noduleux, avec *Ammonites athleta*, Pholadomyes, au-dessus duquel la

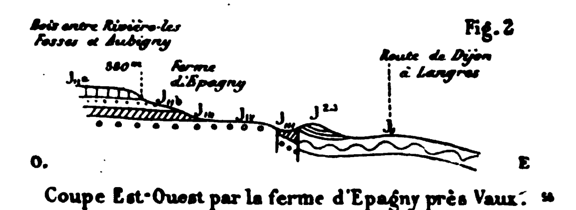
zone d'oolithes ferrugineuses à *Ammonites cordatus* ne paraît avoir qu'une faible épaisseur, puis viennent des marnes grises à Pholadomyes et rares *Perisphinctes*. Le corallien recouvre celles-ci d'abord de nouvelles couches grises remplies de *Thamnastræa* larges et plates avec *Cidaris florigemma*, puis se continue par des calcaires blancs compactes qui, plus haut, deviennent oolithiques et se remplissent de grands polypiers astréens branchus ou globuleux.

La bande de fractures qui limite le plateau au S.-E., part de Dommarien (feuille de Langres), coupe l'angle S.-E. de la feuille de Châtillon, entre Prauthoy et Montsaugeon, pour entrer dans celle de Dijon à Vaux-sous-Aubigny.



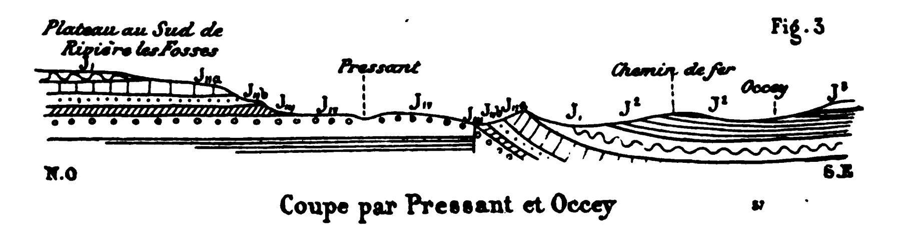
Coupe par le bois de Montanson et Isômes

Elle met là le bajocien du pied du plateau en contact avec le bathonien supérieur, et, un peu au Sud, avec l'oxfordien supérieur marneux à Pholadomyes. Un peu plus loin, une esquille de terre à foulon J_{III} s'intercale, par dédoublement de la faille, entre le bajocien et le bathonien le plus élevé.



Coupe Est-Ouest par la ferme d'Epagny près Vaux.

Entre Pressant et Occey, la série des assises est complète ; seulement, tandis que le bajocien du plateau reste horizontal, la partie située au delà de la faille, J_{III} J_{IIb} J_{IIa} J_{I} $J^{1.2}$, est inclinée vers le S.-E. A la Chapelle Sainte-



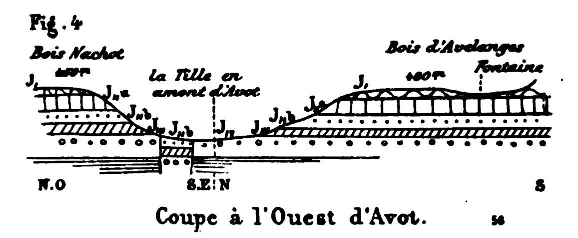
Coupe par Pressant et Occey

Gertrude, près Selongey, c'est l'oxfordien supérieur, surmonté par le corallien, qui se place de nouveau en contact immédiat avec le bajocien et sur le même

niveau que lui. Entre Selongey et Crecey-sur-Tille l'oxfordien supérieur bute contre les calcaires blancs compactes J_{IIa} de la partie supérieure du bathonien moyen. La faille se continue au delà de Villey. En résumé cette faille, à parcours sinueux, sépare le bord du plateau de Langres, uniformément horizontal, d'avec une bande de couches diverses inclinées, inégalement affaissées et diversement morcelées.

Une faille N.-S. traverse très obliquement la vallée de la Venelle en amont de Selongey avec relèvement de la partie Est : elle met, à Foncegrive, le bajocien J_{IV} au niveau de l'oolithe blanche J_{IIb}.

La grande faille qui détermine la vallée de la Saône, part des environs de Faverney (Haute-Saône) et se dirige vers l'O. S.O., par Chalancey (feuille de Châtillon), est encore bien visible entre Villemervry et Cussey-les-Forges. Dans le vallon de Grancey elle paraît remplacée par deux autres qui mettent successivement sur le même niveau le lias supérieur, le calcaire à entroques, l'oolithe blanche, de Grancey au Pavillon. La plus septentrionale se perd peu après le village de Courlon. L'autre, après avoir traversé ce vallon rencontre celui de la Creuse (J_{IV} contre J_{IIb}), puis donne trois branches, l'une passant au village de Barjon, l'autre longeant le vallon entre le bois d'Avot et celui d'Avelanges, l'intermédiaire s'arrêtant de bonne heure (1).



Coupe à l'Ouest d'Avot.

On peut rattacher au même faisceau les failles N.E. dont l'une va de Villemoron à Cussey (J_{III} contre J_{IIa}) et l'autre, à l'Est d'Avot et de Pavillon de Grancey, coupe les deux Tilles un peu en amont de leur confluent. Deux autres, dont l'une passe à Moloy, coupent en travers la combe de Champvaux, en amont de Courtivron.

LÉGENDE COMMUNE DES COUPES

J_{IV}. Bajocien : calcaire à entroques.

J_{III}. Marnes à *Ostræa acuminata* passant dans le haut à des bancs de plus en plus calcaires par le développement abondant d'oolithes rousses cannabines ; *Pholadomya Murchisonis*, *Clypeus Ploti*, *Terebratula globata*, *T. Ferryi*, *T. subbucculenta*, *Rhynchonella cf. quadriplicata*, *Ammonites Parkinsoni*. Les bancs supérieurs sont plus blancs et passent à :

(1) La coupe 4 est prise avant la naissance de la branche intermédiaire : les deux failles qui y sont figurées sont, par conséquent, les deux branches extrêmes.

J_{IIb}. Oolithe blanche.

J_{IIa}. Calcaire compacte blanc, avec nodules concrétionnés formant des taches blondes dans la cassure : quelques nérinées et petits polypiers.

J_{I}. Dalles grenues à délits obliques ; calcaires marneux à *Terebratula cardium*, *Rhynchon*, *varians*, lamellibranches.

J^{1-2}. Calcaire à *Am. athleta* ; minerai de fer et marnes de l'oxfordien.

J^{3}. Corallien.

FEUILLE DE BEAUNE

PAR

M. MAISON

Ingénieur au Corps des Mines,
Collaborateur Adjoint.

J'ai entrepris l'étude géologique de la feuille de Beaune par son côté Ouest, où elle se raccorde avec la feuille de Château-Chinon.

L'angle Sud-Est de la feuille forme le bassin d'Epinac et se rattache au bassin d'Autun. Il a été fait par MM. Michel-Lévy et Delafond. J'ai reporté leurs travaux, qui m'ont été communiqués par M. Delafond, sur une carte au 80.000e et j'ai dirigé mes explorations de manière à les prolonger vers le Nord, le long de la feuille de Château-Chinon.

Mon travail commence à partir du bassin granitique qui va de Viévy à Lacanche.

Terrains éruptifs et primaires. — Les terrains explorés comprennent deux vallées : celle de l'*Arroux* et celle de son affluent le ruisseau de Breuil qui va la rejoindre dans la feuille de Château-Chinon, et tous les terrains qui les limitent. — Ces vallées ont été creusées par les érosions qui ont entamé les terrains liasiques et triasiques et même les granites qui les supportent. Elles sont donc essentiellement constituées par des terrains éruptifs, pour la plupart granite γ_1 ; néanmoins, sur la rive gauche de l'Arroux, près du bord de la feuille, j'ai trouvé les tufs arthophyriques $\nu^1 h_{IV}$ qui se prolongent sur la feuille de Château-Chinon et dans lesquels existe, près du moulin Franci, une carrière qui donne d'excellents matériaux d'empierrement, très durs et résistant bien aux décompositions par les agents atmosphériques. La démarcation de ces tufs et des granites est très nette sur la rive gauche ; il est facile de la marquer par une ligne. Sur la rive droite, la séparation est moins précise ; je ne l'ai indiquée que par un pointillé.

J'ai observé, encore sur la rive gauche, des *porphyres quartzifères rouges* π_1 très durs, entre la ferme de Brisegateau et le moulin Franci, que l'on exploite également pour empierrement, de même que les granites γ_1 ; mais ni l'une ni

l'autre de ces deux roches ne donnent des matériaux aussi résistants que les arthophyres : les parties superficielles se décomposent sous l'action de l'humidité et du soleil, s'effritent, se « pourrissent » selon l'expression du pays, et se transforment en une arkose rougeâtre.

La classification exacte de ces roches demanderait un examen attentif, voire même l'aide du microscope. — Les contours tracés pour ces terrains ne doivent donc être pris que pour une première approximation qui peut servir de base à de nouvelles excursions qui seront ainsi très facilitées.

Je signalerai enfin, sur le flanc gauche de la vallée comprise entre Mimeure et Promenois, à l'Ouest de la ferme Flacelière, un petit lambeau de *dévonien*, composé des schistes calcaires. Je n'y ai pas trouvé d'affleurement net; mais les terrains de culture qui le recouvrent amènent au jour de nombreux morceaux de schistes qui ne laissent aucun doute sur son existence et que l'on retrouve jusque dans le ruisseau.

Trias et lias. — On trouve la succession complète des assises inférieures du lias depuis le *calcaire à gryphées* l^2. Elles se succèdent horizontalement, avec régularité, comme dans la feuille voisine, et surmontent les *grès arkoses* de l'étage t_{I-III}. Cependant, vers le Sud de Viévy, à Lacanche, elles en sont séparées par les *marnes irisées* t^{3-1} qui n'y ont d'ailleurs qu'une faible épaisseur. La distinction entre les *grès infraliasiques* l_1 et ceux du trias t_{I-III}, n'est pas toujours facile. Il ne faut pas compter sur la présence des fossiles, qui n'existent pas dans les grès arkoses et que l'on ne trouve pas fréquemment dans les grès de l'infra-lias. Ceux-ci sont plus friables que les premiers, moins blancs; mais les grès arkoses n'ont pas partout la même dureté : dans le ravin de St-Prix, au sud d'Arnay, il y a une carrière où l'on exploite pour pierres de taille des bancs de grès assez friables, et cependant la même assise donne non loin de là, près de la ferme de Sasoge, une arkose très dure.

Dans la vallée de l'Arroux, le trias n'affleure qu'à l'Ouest d'Arnay ; à l'Est le lias repose directement sur les terrains éruptifs.— Le lias et le trias ont été rompus par deux failles, d'un faible rejet, qui sont cependant très nettes et qui paraissent prolonger la faille N.-S., tracée entre Uchey et Thury par MM. Delafond et Michel-Lévy : quand on va de Maligny à Lacanche, on trouve un ravin dont le flanc Nord-Ouest est formé par les couches du lias, tandis que, sur l'autre flanc, on trouve les grès arkoses et les marnes irisées. Cela n'a pu se faire que par un rejet qui a amené les grès arkoses à la hauteur des grès infraliasiques ; d'autre part, près du village de Mercey, on exploite une carrière de grès arkoses très durs sur le bord du ruisseau de Breuil ; si l'on suit ce ruisseau, on rencontre la route d'Arnay à St-Prix qui ne quitte pas le lias ; le bas de cette route est formé par l'infralias, lequel, étant en aval de la carrière, se trouve en contre-bas par rapport aux grès arkoses. Il a donc fallu qu'ici, comme dans le ravin de Maligny, ces grès aient été surélevés par un rejet.

Au sud de Musigny et aux environs de Maligny, on exploite des nodules de phosphate de chaux, à la partie supérieure des calcaires à gryphées, sous les terres végétales qui les recouvrent.

DÉTROIT DE POITIERS

FEUILLE DE SAINT-JEAN-D'ANGÉLY

PAR

M. A. BOISSELLIER
Agent administratif principal de la Marine,
Collaborateur principal.

Callovien. — Le Callovien ne se montre pas toujours sur la feuille de St-Jean-d'Angély, avec les mêmes caractères que sur celle de Fontenay. Je n'ai pas rencontré l'*Ammonites macrocephalus* dans toute la région située au sud de l'anticlinal de Montalembert; tandis que sur le versant nord, près de St-Coutant et de Limalonge, j'en ai trouvé plusieurs exemplaires associés à l'*Ammonites anceps*.

Dans les tranchées du chemin de fer de Ruffec à Raix, et de Chef-Boutonne, dans les carrières de Lugée à Pioussay, l'*Ammonites anceps* n'est pas rare ; mais les fossiles les plus communs sont l'*Ammonites hecticus* et les formes voisines de cette espèce. C'est sur cette assise que reposent directement les marnes à spongiaires de Chef-Boutonne à Roubillé et à Paizay-le-Naudoin. L'oxfordien proprement dit manquerait donc complètement dans cette partie de la feuille de St-Jean, ainsi que les marnes à ammonites pyriteuses et les calcaires à *Amm. athleta* du Callovien.

Argovien. — Les marnes à spongiaires ont une épaisseur de 20 à 30 mètres. On y rencontre fréquemment l'*Amm. canaliculatus*, l'*Amm. Henrici*, le *Belemnites hastatus* et surtout l'*Amm. plicatilis*, avec plusieurs espèces de polypiers et quelques rares exemplaires des *Amm. crenatus* et *oculatus*.

Au sud de Paizay-le-Naudoin, les marnes deviennent des calcaires marneux, grisâtres, gélifs, dans lesquels s'intercalent des bancs de calcaire rouge très dur, ou des blocs de calcaire à entroques, comme ceux qui divisent en plusieurs couches les marnes à spongiaires de Hanc, Loubillé, Paizay, Villefagnan, etc.

Les fossiles qu'ils renferment sont presque toujours indéterminables, rappelant vaguement l'*amm. oculatus*; mais les gros blocs de calcaire à entroques m'ont donné l'*Amm. plicatilis* bien caractérisée.

Rauracien, Séquanien. — Les calcaires rouges de l'Argovien sont recouverts par des calcaires grisâtres, gélifs, contenant les *Ammonites bimammatus* et *marantianus*, avec les petites ammonites qui les accompagnent ordinairement et qui sont beaucoup plus communes qu'elles : *Amm. tricristatus*, *arolicus*, *oculatus*, *eucharis*, *etc.*

Ces calcaires font partie d'une bande de terrains de 15 kilomètres de largeur environ, qui traverse toute la feuille et dans laquelle on rencontre successivement :

1° Des calcaires à *Amm. bimammatus*, *tricristatus*, etc.

2° Des calcaires subcompacts stériles.

3° Des calcaires à *Nérinées*, *Trigonia*, *Pinna*, des récifs de polypiers et des calcaires oolithiques à *Cardium corallinum*, *Dicceras arietina*, crinoïdes, échinides et brachiopodes, sans qu'on puisse séparer sûrement le Rauracien du Séquanien.

Ptérocérien. — Le Ptérocérien qui vient ensuite se détache beaucoup mieux des assises précédentes, malgré que des bancs coralligènes, avec leur faune habituelle, y soient intercalés. Il forme une bande de 2 kil. environ se raccordant avec celle qui traverse la feuille de La Rochelle de Châtelaillon à Migné. Les fossiles les plus communs entre Migné et Fontaine-Chalendray sont : *Pholadomia protei*, *Pterocera oceani*, *Thracia suprajurensis*, *Ceromya excentrica*, *Terebratula subsella*, *Nautilus giganteus*, *Ammonites cymodoce*. On retrouve également dans cette région le calcaire à oolites glauconieuses de la falaise de Châtelaillon.

L'*Exogyra virgula* de grande taille se montre dans les couches supérieures de cet étage. Les argiles virguliennes et leur lumachelle caractéristique d'*Exogyra virgula* apparaissent aussitôt après, avec l'*Ammonites orthocera* que l'on ne trouve jamais dans la zone à *Amm. Cymodoce*. Réciproquement l'*Amm. Cymodoce* et la plupart des fossiles ptérocériens ne persistent pas dans le Virgulien à *Amm. orthocera*.

Portlandien, Purbeckien. — La zone de l'*Amm. longispinus* et celle de l'*Amm. gigas* existent sur la feuille de St-Jean-d'Angély. Le Purbeckien se voit également au sud de cette ville. Les coteaux de la Rue et du Puits d'Asnières m'ont donné des calcaires à *Serpula coacervata* (amas de serpules filiformes d'un centimètre environ de longueur) avec *Mytilus subreniformis*, *Patella Vassiacensis*, *Corbula inflexa*, dents de poissons, etc. C'est-à-dire des espèces qui caractérisent le purbeckien dans la Haute-Marne.

Dans l'île d'Oléron, les *Serpula coacervata* et *Corbula inflexa* forment des blocs isolés sur la plage, à la base des falaises purbeckiennes de la Morelière. Sur les feuilles de St-Jean-d'Angély et d'Angoulême, on retrouve également les *calcaires tabulaires*, *lithographiques*, *violets* et les argiles noires et vertes qui constituent ces falaises de l'île d'Oléron.

Cette formation argileuse, qui occupe toute la vallée du Pays-Bas, jusqu'au-

delà de Cognac, repose évidemment, à partir de Nantilly, sur les calcaires à *Serpula coacervata*, *Corbula inflexa*, etc., de la Rue d'Asnières ; car ceux-ci reparaissent sur le bord opposé de cette vallée synclinale entre St-Hilaire et Brizambourg.

Le gypse a été rencontré de Nantilly à Blanzac (feuille de St-Jean) dans les argiles purbeckiennes. Tous les bancs de gypse exploités dans le Pays-Bas, y compris ceux des Moulidards, près Châteauneuf, sont situés dans ces argiles noires et vertes à *plaquettes lithographiques violettes*.

L'assise gypsifère se termine par des plaquettes de calcaire oolithique à *Corbula inflexa* (2e niveau), *Cyrena rugosa* et petits gastropodes, dont l'épaisseur atteint parfois 2 mètres et que recouvrent des sables, avec argile rouge ou bariolée, dans lesquels on a trouvé des ossements de *Mégalosaure*.

Ces deux dernières assises du purbeckien ont été ravinées profondément, dans beaucoup d'endroits, et des couches épaisses de graviers les dérobent, dans le nord-ouest de la vallée notamment.

FEUILLE DE BRESSUIRE

PAR

M. A. FOURNIER

Préparateur de géologie à la Faculté des sciences de Poitiers
Collaborateur auxiliaire.

A Chiré-en-Montreuil, commencent à apparaître, au fond de la vallée de la Vaudelogne, les couches supérieures du Bajocien qui sont couronnées — toit des carrières souterraines du Chiré — par un ban de calcaire grossier, blanchâtre, avec traces rares d'argiles verdâtres. Ce banc fait 0,50 à 0,70 centimètres d'épaisseur et est pétri de fossiles appartenant à la faune du banc pourri de Ste-Pezenne. Nous y avons vu *Pict. zigzag*.

En remontant la Vaudelogne, les couches supérieures du Bajocien disparaissent pendant quatre kilomètres et se montrent à nouveau dans les carrières d'un four à chaux, à l'ouest d'Ayron, où nous avons recueilli *Pictonia zigzag*. En amont on voit les couches supérieures du Bajocien, formées de calcaire grossier, oolithique vers la base, passer inférieurement à des calcaires jaune brun spathiques, avec nombreux chailles blanchâtres ou gris noirâtre, sur 8 à 10 mètres d'épaisseur.

Les argiles toarciennes commencent à affleurer dans le fond de la vallée, au

moulin de Bretigny, et fournissent les sources du Plessis. On les retrouve encore à Challandray avec *Rhynchonella cynocephala* abondant à la partie supérieure.

Dans la tranchée du chemin descendant de la grande route vers Civray-les-Essarts, le Callovien avec *Amm. anceps, subbackeriæ* et *microstoma* repose directement sur les calcaires à silex bathoniens, sans interposition des couches dolomitiques reconnues l'an passé à Vouillé.

Dans la vallée de l'Auzance, à partir de Chiré-en-Montreuil, on trouve les couches supérieures du Bajocien, supportant les calcaires à silex bathoniens, jusqu'en aval de Latillé; une petite carrière ouverte dans un vallon, près du château de la Chèze, a mis au jour la couche fossilifère du niveau du banc pourri.

A Latillé ce sont les calcaires jaune brun, à grains spathiques et à chailles de silex du Bajocien inférieur qui affleurent. Les argiles toarciennes forment le fond d'un vallon qui se dirige au sud et que suit la route de Vasles. Dans la vallée principale leur présence est indiquée par des sources, depuis le moulin de la Chauvalière, jusqu'à 1500 ou 1800 mètres de Pont-Aubert (limite des départements des Deux-Sèvres et de la Vienne). En ce dernier point, sur la rive droite, on trouve un affleurement de granulite supportant des calcaires subcristallins, bruns foncés, identiques à ceux du Charmouthien de Menigoute, — feuille de Niort.

Toutes les hauteurs entres les deux rivières et au sud de l'Auzance sont recouvertes par du sidérolithique. On trouve, à la base, des silex fragmentés mélangés à de l'argile rougeâtre; au-dessus, paraissent d'autres argiles jaunâtres — landes au Sud et à l'Ouest de Latillé, — qui deviennent sableuses supérieurement et montrent par place des argiles blanches, rouges ou bariolées — sud de Vouillé, environs de Quinxay.

Entre Villiers, Grand Yversay, Charais, Ville-mal-nommée et Neuville, le terrain est formé par des calcaires blancs, argileux, à *Am. Achilles*, séparés du Callovien par des calcaires sublithographiques et siliceux à *Am. Martelli* et *Canaliculatus*.

Sur le mammelon du Château du Breuil, se montrent les grès et sables verts du Cénomanien. Une carrière ouverte près du bois, en montre les couches inférieures avec *Orbitolina concava*, caractéristique de ce niveau.

D'autres grès compacts, lustrés, se voient près de Petit Yversay et au Sud de Furigny; nous ne voulons pas encore fixer leur âge, toutefois nous pensons qu'ils doivent être inférieurs aux argiles sidérolitiques, si nos observations faites antérieurement aux environs de La Ferrière sont exactes. Dans notre prochaine campagne nous étudierons à nouveau ce gisement, en priant M. de Grossouvre de nous aider de ses lumières.

FEUILLE DE CONFOLENS

PAR

M. J. WELSCH

Professeur à la Faculté des Sciences de Poitiers
Collaborateur adjoint.

La partie de la feuille de *Confolens* qui se trouve au N.-O., dans les environs de Civray (Vienne), a été seule explorée. On y trouve des terrains quaternaires, des terrains tertiaires et des terrains secondaires.

Le **quaternaire** comprend : 1° des *alluvions récentes* souvent tourbeuses et des *alluvions anciennes*, près de Civray, dans la vallée de la Charente.

Les **terrains tertiaires** comprennent de haut en bas :

— *Terrain de transport des plateaux.* — Il est formé de sables terreux avec cailloux roulés de quartz laiteux ; l'épaisseur est de plusieurs mètres ; les cailloux de quartz viennent du massif Limousin et ont été amenés avant le creusement des vallées. Cette assise comprend aussi des *argiles sableuses blanchâtres* (terre *bornais* des paysans), très abondantes sur les plateaux au nord de Charroux. C'est l'ancienne *terre de bandes*, car ce sol a été longtemps inutilisé.

— *Terre rouge à châtaigniers de la Vienne, argiles rouges à silex du Poitou.* — Elle se montre surtout autour de Civray. C'est une argile ferrugineuse perméable, quelquefois pure, d'autres fois avec limonite pisolithique, ou avec de gros silex non roulés du Bathonien et du Bajocien, ou avec des silex brisés en fragments. C'est une formation complexe, dont une partie doit provenir de la destruction des calcaires à silex du Jurassique, et l'autre des argiles sidérolitiques remaniées.

— **Sidérolithique** : *sables et argiles marbrés, argiles diverses à minerai de fer pisolithique et poudingues ferrugineux à la base.* Les couches *marbrées* sont en gisements épars, tandis que les argiles à limonite sont plus continues, notamment de Mauprévoir à Pleuville.

— **Formation lacustre**. — Au S. S. E. de Mauprévoir, près Combourg, j'ai trouvé un gisement de *Calcaire travertin* avec *silex meulière*, à la base du sidérolithique. Je n'y ai pas vu de fossiles.

C'est probablement l'analogue de la formation lacustre du Poitou, à moins qu'il n'y ait eu des lacs successifs dans la région. Des fossiles que j'ai trouvés sur les feuilles de Poitiers et de Châtellerault, ont été examinés par M. Munier-Chalmas, qui les croit de l'époque du *calcaire grossier supérieur.*

Les **terrains secondaires** comprennent des assises diverses du Callovien au Lias moyen.

Callovien. — Calcaires blancs sans silex à *Amm. anceps* et *Amm. macrocephalus*.

Bathonien. — *a*. Calcaires blanchâtres à points jaunes à nombreux rognons de silex pâles, avec *Amm. arbustigerus*.

b. Calcaires blancs avec *Ammonites zigzag*, *A. linguiferus* et *A. ferrugineus*. Ces deux derniers fossiles à la limite de la feuille et en dehors.

Bajocien. — On ne trouve pas la série des couches en superposition ; je comprends dans cet étage :

c. Les *Calcaires dolomitiques* des Malpierres, près Charioux, employés autrefois comme amendement et qui se développent considérablement sur la feuille de Poitiers.

d. Les *Calcaires blancs* de Surin et de Lizant, avec nombreux *coups de balai* (*Chondrites ?*) et *Ammonites Parkinsoni*, *Garanti* et *Martiusii*, *Belemnites sulcatus*, *Pecten*, *Nautiles et Pleurotomaires*. Ils rappellent tout à fait les calcaires en dalles de la Cueille-Poitevine, près Saint-Maixent, sauf que les *coups de balai* manquent dans ce dernier gisement.

e. Calcaires à *Terebratula sphæroidalis* de Mauprévoir avec géodes de calcédoine mamelonnée sur cristaux de calcite.

f. Calcaires lumachelles à *Ter. sphæroidalis* des environs d'Asnois et de Châtain.

g. Calcaires à silex avec *Amm. cf. Humphriesianus* de la Courcelle, la Péranche, Benest, etc., avec fentes garnies de cristaux de calcite et quartz bipyramidés.

h. Zones à *A. concavus Amm.* et *Murchisonæ*, formées de 1 m. de calcaire marneux à fossiles silicifiés et oolites ferrugineuses ; elle est visible à Asnois, Châtain, etc. Son aspect est identique à celui qu'elle montre contre le massif vendéen.

Les calcaires précédents sont couverts d'une terre rouge peu abondante, avec fragments calcaires ou siliceux, dite *groie* ou *groge*. Sur le Callovien, la groie est dite *sèche*, *petite groie ;* elle ne renferme pas de silex ; le sous-sol non plus. Sur le Bathonien et le Bajocien, la groie est plus argileuse, avec des silex ou chailles comme le substratum ; les paysans les appellent *groies fortes*, *groies chailleuses*.

Lias supérieur. — *a*. Près le Vigeant, la partie supérieure est formée de *marnes jaunes sableuses* avec *Amm. Aalensis*, *Rhynch. cynocephala* et *Ostrea Beaumonti*.

b. Marnes bleues à *Amm. Thouarsensis*, *Bel. irregularis*, *Bel. tripartitus*, reposant quelquefois directement sur les roches cristallines, comme à l'Isle-Jourdain.

c. 0 m.60 calcaire marneux à oolites ferrugineuses, avec *Amm. bifrons*, (*A. Levisoni*) et *A. communis*, (ou *A. Hollandrei*), comme vers le massif vendéen.

Lias moyen. — Calcaires gréseux jaunâtres, avec lits d'argile brune et rognons siliceux avec *Amm. spinatus*, *A. margaritatus* var. renflée, Bélemnites nombreuses, *Pecten æquivalvis*, etc.

En quelques points, la partie inférieure fait place à des amas de roche siliceuse très dure, formant de véritables monticules sur le bord des rivières, comme près d'Asnois et entre la Péranche et Pleuville. Coquand a signalé un massif analogue à la Roche d'Alloue, dans sa *Description de la Charente*.

MASSIF ARMORICAIN

FEUILLE DE RENNES

PAR

M. Ch. BARROIS

Professeur adjoint à la Faculté des Sciences de Lille, Collaborateur principal.

Avec la collaboration de M. LEBESCONTE, *collaborateur auxiliaire.*

La feuille de Rennes est occupée en grande partie par les *schistes de St-Lô*, disposés suivant un vaste pli anticlinal, dirigé de Ouest à Est, du Méné Bel-Air à Rennes ; de part et d'autre de ce pli principal, s'abaissent au Nord et au Sud, deux ondes synclinales : le *bassin de Gahard* au Nord, le *bassin de Guichen* au Sud. Les différences des séries siluriennes de ces deux bassins, sont telles, que l'affaissement de leur fond a dû s'opérer lentement, progressivement et indépendamment, dès le début de l'époque silurique : il suffit pour le prouver, de citer l'étage des *schistes pourprés de Montfort*, épais de 2.000 m. dans le bassin du Sud, et manquant complètement dans le bassin du Nord, à 15 kil. de distance.

L'un de ces bassins, celui de Gahard, présente malgré son extension superficielle si réduite, une importance prépondérante, pour l'intelligence de la structure générale de la presqu'île armoricaine : il fit communiquer pendant les époques silurienne, dévonienne et carbonifère, les mers occidentales (Brest), avec les mers orientales de la Bretagne (Laval) ! Ce résultat énoncé par l'un de nous en 1885, a été établi par le Service de la Carte géologique de France (*Feuille de Pontivy publiée en 1890*) : « Au Nord de la voûte anticlinale formée par le massif « résistant du Méné-Bel-Air, le bassin de Gahard se trouva écrasé, disloqué, et « effondré vers la fin de l'époque carbonifère ; il descendit, limité au Nord et au « Sud par deux failles longitudinales principales, parallèles, de sorte que le toit « et le mur de ce massif affaissé, se trouvèrent également formés par l'étage « des phyllades de St-Lô. »

L'étude détaillée de la feuille de Rennes est venue préciser les résultats acquis par la feuille de Pontivy, en montrant comment s'était opéré le mouvement de descente, du bassin synclinal de Gahard : les failles tracées sur notre carte au 1/80000, expliquent d'une façon suffisante, les déformations mécaniques subies.

D'abord, les diverses assises qui constituent le bassin de Gahard, en couches voisines de la verticale, n'offrent pas la disposition simple d'un pli synclinal, où de part et d'autre du pli, la même série est répétée en sens inverse. Loin de là, et malgré le parallélisme et la concordance apparentes des diverses bandes d'affleurement de ces massifs, on constate qu'il y a de nombreuses lacunes entre elles, comme aussi des répétitions des mêmes bandes; on voit de plus que le nombre et l'âge de ces rayures varient suivant les divers méridiens du bassin : on doit en conclure que la structure du bassin n'est pas uniforme ni régulière d'une extrémité à l'autre.

Une série de coupes parallèles, menées transversalement à la longueur du bassin, de Caulnes (Ouest) à St-Aubin (Est), met bien en évidence ces différences; ce sont il est vrai, des différences de détail, sur lesquelles nous ne pouvons insister ici. Mais, elle fait voir en même temps certains caractères communs, sur lesquels il y a lieu de s'étendre, puisqu'ils nous permettront de dresser une coupe schématique, expliquant du même coup, tous les faits spéciaux.

Nous sommes ainsi arrivés à reconnaître que toutes les coupes observées, se déduisent rationnellement de la considération d'un pli synclinal déjeté au Sud dans la région occidentale, déjeté au Nord dans la région orientale du bassin de Gahard, et tranché ensuite uniformément par un faisceau de failles inclinées au Nord de 30° à 45°.

Les tranches ainsi découpées ont glissé les unes sur les autres, suivant un ordre constant, chacune d'elles descendant, par rapport à celle qui la suit au Sud. Les tranches descendues, varient en nombre dans les différents tronçons du bassin; l'absence des couches inférieures de la série, sur les deux bords Nord et Sud du pli synclinal, est par contre à peu près générale. Il en résulte que les parties les plus effondrées de ce bassin synclinal, déjà ridé et déjeté à l'époque de ces dislocations, proviendraient, non de son fond, mais de sa portion médiane relativement au niveau de sa surface. Les portions superficielles et profondes, abandonnées en arrière pendant ce mouvement de descente, furent plus tard balayées par les dénudations et ont donc disparu.

Ainsi, le bassin de Gahard, ne correspond pas à un ancien détroit de la mer paléozoïque, ni à un pli synclinal conservé en entier; ce n'est qu'une tranche de terrain, découpée par failles obliques, dans un synclinal siluro-carbonifère disparu depuis, et tombé dans une fosse, ouverte entre des murailles précambriennes, à pendage Nord.

Les figures schématiques suivantes permettront de saisir en un coup d'œil, notre interprétation de la structure du bassin :

Cette interprétation ne correspond pas à une hypothèse plus ou moins heureuse, qui rendrait compte de faits spéciaux, elle n'est que la simple représentation graphique de ces faits eux-mêmes. On observe, en effet, à l'Ouest du bas-

sin, un massif de couches inclinées au Nord, présentant entre ses divers termes des lacunes et des répétitions ; à l'Est du massif, est un faisceau analogue

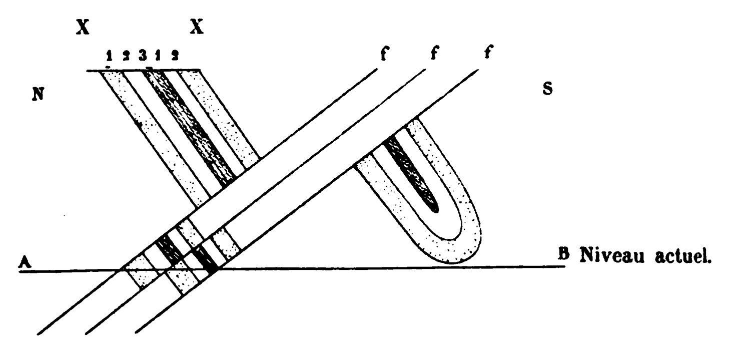


Fig. 1.

(Coupe transversale schématique du bassin de Gahard, suivant le méridien de Saint-Aubin-d'Aubigné). (Région orientale du bassin).

X. Schistes de St-Lô.
1. Silurien.
2. Dévonien.
3. Carbonifère.
AB. Niveau actuel du sol.
ff. Failles.

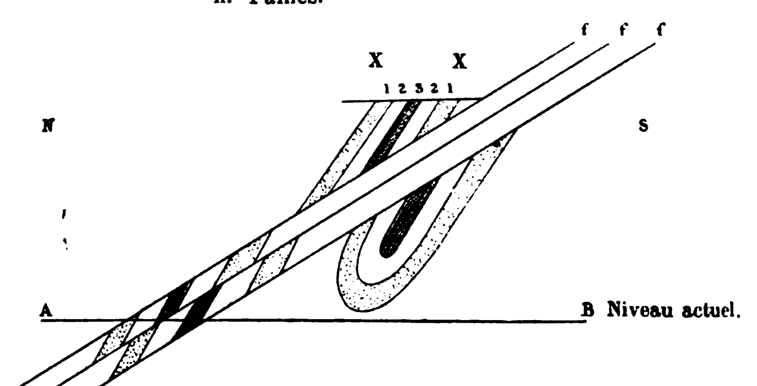


Fig. 2.

(Coupe transversale schématique du même bassin, suivant le méridien de Caulnes. Région occidentale du bassin.

X. Schistes de St-Lô.
1. Silurien.
2. Dévonien.
3. Carbonifère.
AB. Niveau actuel du sol.
ff. Failles.

plongeant au Sud ; tous deux sont généralement privés de leurs bords Nord et Sud, et particulièrement de ce dernier ; tous deux sont également tranchés

par un grand nombre de failles parallèles, inclinées au Nord de 30° à 45°, et isolant des lambeaux uniformément descendus au Nord, comme il est facile de le reconnaître dans la plupart des carrières de la région (St-Germain, Bois de Broons, etc.). On ne peut nous attribuer ici, que la généralisation à l'ensemble du bassin, d'accidents de détail, visibles dans les carrières de la région.

La régularité des dislocations, telle que nous venons de la déduire de l'analyse des coupes transversales à ce pli synclinal, a été troublée de diverses manières et notamment par des effets secondaires, en vertu desquels le bassin ondule verticalement dans le sens de sa longueur.

La coupe schématique suivante, montre quelle fût la disposition du bassin de Gahard, avant la formation des failles précitées ; elle montre ce bassin plus profond à ses deux extrémités Ouest et Est, suivant les méridiens de Caulnes et de St-Aubin, plus relevé au contraire et moins profond en son milieu, suivant le méridien de Bécherel.

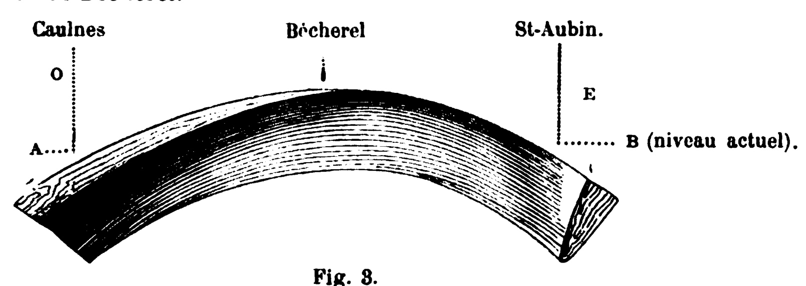


Fig. 8.
Profil en long du bassin de Gahard.

Par suite de ces dénivellations différentes, des tranches plus voisines du fond de ce pli, se trouvent ramenées à la surface actuelle d'affleurement dans le tronçon de Becherel, que dans ceux de Caulnes et de St-Aubin ; c'est pour cette raison, que le pli est si étroit dans la région de Bécherel, et relativement si large dans les régions de Caulnes et de St-Aubin.

Le bassin de Gahard, considéré suivant sa longueur donne encore lieu à une remarque importante : en effet, tandis que la moitié occidentale de ce pli synclinal est formée de couches verticales déjetées vers le Sud, sa moitié orientale est formée de couches verticales déjetées vers le Nord. L'ensemble de ce solide, vu dans l'espace, suivant son allongement, nous montre ainsi, que son plan axial au lieu de correspondre à une surface plane y est représenté en réalité par une surface hélicoïdale. Le plan axial du synclinal de Gahard a été déformé par un mouvement de torsion.

Les observations précédentes permettent ainsi de reconnaître les traces d'une série assez complexe de dislocations, superposées ; on doit les considérer comme des manifestations différentes d'une même cause, leurs différences sont imputables à ce que les premières sont ante-granitiques, les secondes post-granitiques : l'intrusion du granite qui les sépare, dans le temps, est venue modifier les conditions d'équilibre du massif.

Cette intrusion du granite de Bécherel, à l'époque carbonifére, postérieurement au ridement, est établie par les observations suivantes : ce granite coupe transversalement les couches paléozoïques redressées et plissées à Rouillac, comme aussi ces mêmes couches à l'Est des massifs de Caulnes et de St-Aubin ; dans ces points, les schistes sont métamorphisés et transformés en schistes micacés-maclifères, mais tandis qu'ils s'arrêtent brusquement, au contact du granite, les assises de quartzite se poursuivent dans le massif granitique, où elles constituent des crêtes cristallines quartzeuses remarquables. Ainsi, l'auréole métamorphique de ces massifs granitiques, témoigne, avec les apophyses gréseuses émises par les masses sédimentaires à l'intérieur de ces massifs, en faveur de la postériorité du granite, au ridement de la région : ces faits montrent de plus que ces massifs ont conservé leurs relations initiales de voisinage, de l'Ouest à l'Est. Il n'en est plus de même, du Nord au Sud. On constate, en effet, qu'au Sud des affleurements granitiques de Bécherel, la faille qui limite au Nord le bassin silurien, correspond à la limite des roches métamorphisées par le contact du granite, fait important en ce qu'il permet de conclure à la postériorité de cette faille longitudinale, et par suite du système des failles longitudinales de la région, à l'intrusion granitique.

Le gisement du granite au Nord du bassin de Gahard, de Bécherel à Hédé, montre une autre relation avec la structure tectonique de la région. Ce massif de granitite, considéré sur une carte à petite échelle, se rattache à une longue bande de massifs analogues, alignés de Loudéac à Fougères ; la direction de cet alignement se montre ainsi oblique à l'axe du pli synclinal de Gahard, c'est un fait encore unique en Bretagne, où les bandes granitiques coïncident habituellement avec les arêtes anticlinales. Cette exception perd toutefois beaucoup de son importance, quand on se rappelle que le bassin présente des ondulations verticales suivant sa longueur, et que le massif granitique de Bécherel coïncide précisément avec le point où l'arête synclinale atteignit sa plus grande altitude. Le granite a fait son apparition dans une partie de la bande synclinale de Gahard, qui décrivait une courbe convexe vers le haut, ou en d'autres termes, suivant une direction anticlinale superposée et oblique à la direction du bassin.

Nous avons montré plus haut que le plan axial du bassin de Gahard avait été soumis à une torsion : nous voyons ici que sa partie tordue se trouve être en même temps la plus élevée au-dessus de l'horizon, et celle où le granite a fait son apparition.

Ce mouvement de torsion, résultant évidemment de l'inégalité des tensions subies aux deux extrémités du bassin est en relation avec la venue du granite : le plan axial du pli synclinal se conforme en effet à cette règle, qu'il est toujours couché sur le massif granitique. Il pend donc au Nord, quand le massif granitique est au Sud ; il pend au Sud, quand le massif granitique est situé au Nord du bassin.

On peut attribuer, à ce même mouvement de torsion, la répartition des dykes de diabase, si nombreux au Nord du bassin de Gahard, et qui au lieu de présenter comme sur les feuilles voisines une direction uniforme au Nord, subissent une déviation intéressante. Ils sont groupés en faisceaux rayonnants,

disposés les uns à la suite des autres, suivant la bordure septentrionnale du bassin, rappelant ainsi les figures obtenues par M. Daubrée, dans ses expériences sur la torsion des plaques de verre : les faisceaux rayonnants seraient les cassures produites par la torsion du bassin de Gahard, que les diabases seraient venues occuper seulement, plus tard vers la fin du carbonifère.

L'analyse de tous les mouvements du sol dont la trace nous est conservée dans le bassin de Gahard, montre en somme, qu'ils se relient à une même poussée latérale continue, qui pendant toute la période paléozoïque, agit dans e même sens, sur une bande de la croûte terrestre qui s'affaissait. Les accidents de plissement, de torsion et ceux qui déterminèrent les failles, sont la résultante d'un même mouvement, d'un effort dont le sens a été constant, et dont l'expression extérieure a seule varié. Les différents types de déformation présentés ainsi successivement, par le bassin, sont en relation avec les massifs granitiques de la région, qui ont agi passivement : avant l'intrusion du granite, les couches du bassin de Gahard se ployaient et se plissaient, après son intrusion, elles résistent au même effort, elles se tordent et se cassent.

Ainsi, les moyens mis en jeu varient, mais ils tendent vers un but unique : celui de réduire la surface et le volume du bassin. Pour atteindre ce but, certaines parties furent entraînées dans un irrésistible mouvement de descente, tandis que les autres furent refoulées ou laissées en arrière pour leur faire place, et lentement alors, la dénudation enleva toutes les parties qui ne purent s'accommoder de la fosse étroite, où la contraction de volume de notre globe tendait à les resserrer.

FEUILLE DE BARNEVILLE

PAR

M. A. BIGOT
Professeur à la Faculté des Sciences de Caen,
Collaborateur-adjoint.

Notice préliminaire sur la feuille de Barneville.

La feuille de Barneville comprend la série complète des terrains primaires du Cotentin, à l'exception des poudingues pourprés et du Permo-carbonifère.

Le Silurien, limité au Nord de la feuille, forme un anticlinal qui commence à Carteret pour se terminer entre Fierville et le Valdecie ; l'axe de cet anticlinal est occupé successivement de l'Ouest à l'Est par les schistes verts et dalles du Cambrien, le grès armoricain, les schistes à Calymènes et le grés de May.

Les schistes des Moitiers d'Allonne et de Carteret, par suite de leur presque horizontalité, occupent une assez grande surface ; à Carteret, on exploite à ce niveau des dalles violacées avec longues pistes d'annélides ; des bancs calcaires sont intercalés dans ces schistes qui passent en haut à des schistes pourprés,

s'enfonçant sous le grès armoricain du Bosquet — ; ils représentent les schistes supérieurs aux conglomérats pourprés du Cambrien (S^{a-b}). — Les schistes à Calymènes présentent à leur base une asssise de quartzites bleus et de grés gris avec *Homalonotus Vieillardi*, *Calymene Tristani*, *Ascocrinus Barrandei*. Le grès de May très développé est blanc, avec *Homalonotus Bonissenti*, *Cadomia typa*, *Modiolopsis prima*, *Orthis Budleighensis* ; au Nord de Fierville la partie supérieure de ces grès devient schisteuse et représente probablement les schistes à *Trinucleus* de la Sangsurière, sur la feuille de St-Lô. Les ampélites n'apparaissent qu'au Nord et à l'Est du grès de May.

Le Dévonien forme un premier bassin au Sud de cette crête silurienne. Il débute par une assise de grès très épais comprenant de bas en haut : 1° des schistes bleuâtres ; 2° des grès blancs ou bruns à *Grammysia* (Fierville, Saint-Rémy-des-Landes) ; 3° des grès en petits bancs, verdâtres où gris, alternant avec des schistes grossiers et renfermant : *Homalonatus Gervillei*, *Leptæna Thisbe*, *Orthis Monnieri*, *Pleurodictyum problematicum*. L'assise des schistes à calcaires de Néhou est surtout formée de schistes verdâtres alternant avec de petits bancs de grès bruns qui sont fossilifères et contiennent : *Spirifer Venus*, *Wilsonia sub-Wilsoni*, *Chonetes sarcinulata*, *Pleurodictyum problematicum* ; le calcaire forme des lentilles peu épaisses, au moins à deux niveaux, dont un presqu'à la base de l'assise.

Au Nord de la crête silurienne commence un second bassin qui est surtout développé sur la feuille silurienne des Pieux ; l'assise des schistes et des calcaires de Néhou y bute par faille contre le silurien, et un filon de microgranulite, jalonne en partie cette faille. Dans les calcaires très développés, on peut distinguer deux niveaux, l'inférieur, calcaire gris à *Wilsonia Henrici*, le supérieur, calcaires et schistes noirs contenant la forme ordinaire de Néhou.

Les alluvions anciennes très développées autour de Portbail sont formées de sables jaunes avec petits galets de quartz, ou de dépôts de gros galets de roches anciennes. Dans le hâvre de Portbail les dépôts de l'ancien estuaire sont représentés par des argiles vertes sableuses avec Paludestrines, Lutraires, *Cardium edule*, etc.

En dehors du filon de microgranulite déjà cité, il existe quelques petits filons de kersantite, généralement décomposée ; le plus important commence à l'église de Besneville sur la feuille de Saint-Lô, traverse les grès du Dévonien inférieur et se termine après un parcours de 4 kilom. dans le silurien supérieur au Nord-Est de Fierville.

FEUILLE DE CHATEAU-GONTIER

PAR

M. L. BUREAU

Directeur du Museum de Nantes,

Collaborateur-adjoint.

Voir la notice explicative de la feuille en cours de publication.

ÉTUDE SUR LE GRANITE DE FLAMANVILLE

PAR

M. MICHEL LÉVY

Ingénieur en chef des Mines,
Directeur des services de la Carte géologique et des Topographies souterraines

Voir le Bulletin n° 86, récemment publié.

BASSIN DE LAVAL

PAR

M. D. ŒHLERT

Conservateur du Musée de Laval
Collaborateur principal

Cambrien. — De nouvelles explorations au Nord du bassin de Laval, n'ont fait que confirmer notre première manière de voir au sujet de la limite à établir entre le Cambrien et l'Ordovicien. Nous regardons comme Cambrien, l'ensemble des couches ayant à leur base le poudingue pourpré et s'élevant jusqu'au grès armoricain exclusivement, comprenant par conséquent trois niveaux fossilifères distincts avec Lingules : 1° Grès de Ste-Suzanne, 2° Psammites de Sillé-le-Guillaume, 3° Grès ferrugineux de Blandouet.

Ordovicien. — Le grès armoricain (base de l'Ordovicien) est nettement en transgression sur le Cambrien ; on le voit reposer en discordance sur le Précambrien : dans la Sarthe, à la Petite-Charnie, et dans la Mayenne, au N.-O. de Montsûrs, à Andouillé, etc., ainsi qu'au Sud du bassin de Laval. — On peut distinguer plusieurs niveaux dans les schistes ardoisiers supérieurs au grès armoricain. A Andouillé, où ils atteignent 50 mètres d'épaisseur environ, les schistes noirs de la Petite-Galette avec *C. Tristani*, *C. Aragoi*, *D. incerta*, sont inférieurs à la zône à nodules ; au-dessus de celle-ci vient une couche avec petits *Leptœna* et *P. Tourneminei* très abondants, et ce n'est qu'au sommet qu'apparait la faune à *Trinucleus* dans laquelle on retrouve encore. quoique

plus rarement, *C. Tristani*, *C. Aragoi* et *P. Tourneminei*. Dans la bordure Nord du bassin de Laval, aucune intercalation gréseuse n'existe dans cet ensemble de schistes; c'est seulement au-dessus qu'apparaissent les psammites jaunes ordoviciens (120 m.), puis les grès en plaquettes du Silurien supérieur et enfin les ampélites. — Au Sud du bassin de Laval (région de Montigné), la succession est différente. Le grès armoricain. si puissant au Nord, n'est plus représenté avec son faciès gréseux que par deux ou trois bancs peu épais à *L. Lesueuri* identiques à ceux qui sont exploités au sommet du même grès à St-Denis-d'Orques (Sarthe). (Les schistes immédiatement inférieurs à ces grès doivent être considérés comme un facies argileux du grès armoricain, et reposent sur des phyllades précambriens sans intercalation de Cambrien). Les schistes ardoisiers qui viennent au-dessus contiennent quelques rares fossiles (*C. Tristani*, *O. aff. Budleyensis*), puis vient une importante formation gréseuse (grès de la Sémondière) renfermant, près du Bignon, des *Aristocystites* analogues aux formes du *d*[4] en Bohême; celle-ci se termine par des grès en plaquettes contenant la faune de Saint-Germain-sur-Ille et par des psammites jaunes avec les mêmes *Orthis* et *Trinucleus*. Entre ces couches et celles du Silurien supérieur (grès et ampélites), on rencontre une nouvelle assise de schistes subardoisiers différents de ceux de la base par leur aspect souvent zôné. La différence des faciès, l'absence ou la rareté des fossiles ont été jusqu'ici un obstacle à l'établissement d'un parallélisme rigoureux entre les dépôts ordoviciens des deux flancs du synclinal de Laval.

Carbonifère. — Le terrain carbonifère qui occupe le centre du géosynclinal de Laval est représenté, soit par des bassins isolés et actuellement indépendants, soit par des enclaves à contours irréguliers. Dans le premier cas, les dépôts comprennent de bas en haut les assises du Culm (blaviérite, poudingue, schistes et grès avec anthracite), le calcaire à *P. giganteus*, et le calcaire et les schistes de Laval; cet ensemble est généralement compris entre deux bandes de grès à *O. Monnieri* formant un synclinal sur les flancs duquel les schistes et les calcaires dévoniens n'existent qu'exceptionnellement. Dans le second cas, les lambeaux carbonifères ne sont représentés que par les couches de la base du Culm et sont jalonnés, du N.-O. au S.-E., au-delà de la limite du grès à *O. Monnieri*. Par suite, on est en droit de conclure, qu'à la transgression carbonifère, a succédé une régression graduelle qui s'est principalement accentuée après les dépôts du Culm inférieur. Ce fait n'est cependant pas général, car, par suite d'oscillations locales, les couches les plus supérieures (schistes et calcaires de Laval) sont, dans la région de Grez-en-Bouère, en transgression sur les autres dépôts et viennent toucher les schistes précambriens.

Les dépôts carbonifères des environs de Laval, séparés de ceux de Saint-Pierre-la-Cour par une région de schistes et quartzites, sont circonscrits à l'Ouest par la bande de grès à *O. Monnieri* qui sert de limite à ce bassin ; celle-ci passe au Genest où elle forme une série de plis secondaires ; on peut suivre à l'intérieur de cette bordure la série ininterrompue des dépôts du Culm et rattacher ainsi à un même horizon les gisements d'anthracite exploités à l'Huisse-

rie, à Montigné et au Genest. Nous ferons remarquer que le maximum d'épaisseur de la couche de charbon correspond toujours à un synclinal des assises sous-jacentes, ce qui est dû sans doute au mode de dépôt primitif dans des plis déjà esquissés, et à des phénomènes de compression qui n'ont fait qu'exagérer ce caractère.

Si l'on compare les assises carbonifères des flancs N. et S. du bassin de Laval, on remarque que l'anthracite, ainsi que les schistes et les grès qui l'accompagnent manquent au N. tandis que, inversement, le calcaire à *P. giganteus*, si bien développé au N., ne se retrouve pas dans la région Sud. Parmi les hypothèses qui peuvent expliquer ce fait, deux nous semblent plus particulièrement satisfaisantes : ou bien le maximum de sédimentation a été reporté alternativement tantôt au Sud, tantôt au Nord, ou bien les schistes et les grès du Culm, lorsqu'ils sont très puissants, sont un faciès équivalent du calcaire. Cette dernière hypothèse, qui nous parait la plus probable, nous sert à expliquer la disparition du calcaire de Laval vers le S.-O. et son remplacement dans la direction des couches par les dépôts de poudingue, de quartzophyllades et d'anthracite de La Bazouge. Quelle que soit d'ailleurs l'interprétation adoptée, l'étude des environs de St-Georges-le-Fléchard et La Bazouge, nous a démontré que l'anthracite y est supérieur au calcaire à *P. giganteus*, par conséquent d'un âge plus récent que celui de Montigné et du Genest; le faciès des roches, et en particulier du poudingue qui accompagne cet anthracite, est du reste tout différent, celui-ci contenant des galets d'arkose granulitique, éléments qui n'existent jamais dans les poudingues du Culm inférieur.

Tertiaire. — L'horizon des grès à Sabalites a laissé dans la Mayenne de nombreuses traces, sous la forme de sables et de blocs de grès isolés et disséminés à la surface du sol ; nous les avons retrouvés avec leurs fossiles caractéristiques dans la région de Meslay ; ils existent au N. de la crête de grès de Ste-Suzanne, dans toute la plaine précambrienne d'Evron et jusqu'au pied des buttes granitiques de Montaigu, Hambers, Jublains; ces mêmes dépôts pénètrent dans la vallée de Marcillé, au Sud et à l'Ouest de la butte de Buleux et s'avancent vers le N. jusqu'aux collines de Champéon. Ces grès sont surmontés par place par des meulières qui occupent généralement des sommets (Forêt de Bourgon, Butte de Malabry à l'Ouest de Jublains) et par des calcaires lacustres (Marcillé).

Les sables et graviers du Pliocène forment aux environs de Mayenne des dépôts très épais et très étendus, principalement sur la rive gauche de la rivière ; ces dépôts ont été ravinés par les courants quaternaires qui, en creusant les vallées, ont dénudé le sous-sol laissant apparaître les schistes précambriens ou le granite.

PLATEAU CENTRAL

RÉVISION DU CANTAL AU 320.000^e

PAR

M. MARCELLIN BOULE

Assistant de Paléontologie au Muséum de Paris
Collaborateur adjoint

Les courses que j'étais chargé de faire en 1893 devant servir à préparer la carte au 320.000^e du Cantal, mes recherches ont porté sur la plupart des formations géologiques du massif. Voici, énoncés brièvement, les nouveaux résultats que je crois pouvoir publier dès à présent.

Il y a, sur la feuille d'Aurillac, une suite de lambeaux de terrain houiller appartenant à la traînée Decazeville-Champagnac. J'ai étudié avec soin le petit lambeau de Miécaze, où des grès et des poudingues houillers alternent avec des coulées d'orthophyre d'une conservation si parfaite qu'au microscope l'on ne saurait distinguer certains échantillons des trachytes tertiaires. Aux environs de Miécaze, les schistes cristallins sont de nature très variée ; il y a notamment des schistes séricíteux et carburés qui devront être séparés de la série des ζ et être rapportés à l'$\mathbf{x}$.

Aux environs d'Aurillac, les sables du Miocène supérieur, avec faune de Pikermi, non figurés sur la carte au 80.000^e, présentent beaucoup de développement en surface sinon en épaisseur. Le basalte miocène est absolument contemporain de ces sables : tantôt il les recouvre, tantôt il est recouvert par eux.

De pareils dépôts m'ont paru être abondants sur la feuille de Saint-Flour. Mais ici il est difficile de les séparer des argiles tongriennes à *Acerotherium*, car les deux terrains renferment les mêmes éléments, notamment les silex à patine particulière qui se trouvent en abondance au Puy-Courny et qui sont parfois identiques au silex des dépôts à chailles jurassiques de la Haute-Loire et de la Lozère.

Je suis en mesure d'affirmer que les éruptions d'âge miocène jouent, dans la structure du Cantal, un rôle plus considérable qu'on ne l'avait supposé. Il y a, notamment aux environs de Saint-Flour, plusieurs nappes basaltiques qui ont été confondues avec le *basalte des plateaux* (Pliocène supérieur) et qui, en réalité, sont miocènes. Le basalte qui forme la belle cascade de Saillans, par exemple, repose sur des sables oligocènes ou miocènes, tandis qu'il est séparé du basalte des plateaux par une forte épaisseur de cinérites trachytiques ou andésitiques.

On doit rapporter à cette même époque du Miocène supérieur une formation trachytique signalée par M. Fouqué sous le nom de domite, mais dont l'extension est plus considérable qu'on ne le croyait. On la trouve dans les hautes vallées de la Cère, de la Jordanne, de l'Alagnon, etc. C'est surtout dans la vallée de l'Alagnon qu'elle est plus particulièrement développée. Tantôt c'est un trachyte en masse, tantôt c'est un tuf ou une cinérite trachytique, de couleur très claire, qui ne doit pas être confondue avec les brèches et les tufs andésitiques qui la surmontent. Ces produits de projection, plus ou moins remaniés par les eaux, ont livré, à Joursac, le *Dinotherium*, l'*Hipparion gracile*, etc. Ils alternent parfois avec des argiles à lignites renfermant des empreintes de plantes. M. de Saporta, à qui j'ai envoyé un certain nombre d'échantillons, a pu déterminer 11 espèces et arriver à la conclusion que ce dépôt est plus ancien que les cinérites classiques du Cantal. Une coupe prise à Joursac montre que ces premières éruptions acides sont postérieures aux grands mouvements orogéniques de cette partie du massif central.

Je réserve pour plus tard certaines considérations relatives aux brèches andésitiques qui viennent au-dessus et forment la grande masse du Cantal. Je puis cependant, dès aujourd'hui, exprimer des doutes sur la localisation, à un seul et même niveau, des cinérites à plantes fossiles intercalées dans ces brèches. Relativement à l'origine du terrain connu sous le nom de *trass* et ressemblant fidèlement aux fameux conglomérats de Perrier, je suis porté de plus en plus à le regarder comme se rattachant étroitement à des éruptions volcaniques et n'ayant nullement une origine glaciaire.

J'ai trouvé, sur plusieurs points, des masses de basalte porphyroïde passées inaperçues jusqu'à ce jour (notamment une variété ressemblant au *basalte ophitique* du Mont-Dore) et j'ai pu constater que ce basalte occupe un niveau à peu près constant dans la série stratigraphique du grand volcan.

Il y a, près de Murat, sur les plateaux situés entre la vallée de l'Alagnon et celle de Dienne, une série de roches noires, augitiques, renfermant de l'haüyne en grands cristaux, qui paraissent représenter, dans le Cantal et à un niveau équivalent, les téphrites décrites par M. Michel Lévy au Mont-Dore.

Ainsi s'affirment de plus en plus les ressemblances étroites entre les deux massifs du Cantal et du Mont-Dore, tandis que le Velay est tout différent.

Je me permettrai de signaler comme particulièrement intéressante et synthétique, au point de vue de la succession des éruptions volcaniques du Cantal, la coupe que j'ai relevée au Puy-Mary et que M. de Lapparent a bien voulu faire graver pour la 3[e] édition de son *Traité de Géologie*.

Il y a, aux environs de Paulhaguet (feuille de Brioude) une formation alluviale, sous-basaltique, composée de sables quartzeux, jaunes, qui a été figurée comme quaternaire sur la carte géologique détaillée. Ces sables viennent de livrer des débris de *Mastodon arvernensis*; ils doivent être rapportés au Pliocène moyen. Ils font, dans la vallée de l'Allier, le pendant des sables à Mastodontes de la vallée de la Loire dans le Velay.

Enfin, quelques jours passés aux environs de Bort m'ont permis de constater que cette région est extrêmement remarquable au point de vue des phénomènes glaciaires anciens. Je me propose de l'étudier avec soin dans ma prochaine campagne.

FEUILLES DE GANNAT ET D'AUBUSSON

PAR

M. L. DE LAUNAY

Ingénieur des Mines,
Attaché au Service Central.

Nos courses de 1893 ont eu pour but la fixation de quelques points laissés en suspens sur la feuille de Gannat, aujourd'hui achevée, et le commencement de celle d'Aubusson.

Les principaux faits établis sur la feuille de Gannat sont les suivants :

1° **Gneiss et micaschistes.** — Nous avons reconnu, dans les environs de St-Eloy, à Moureuille, l'existence d'un banc nouveau de cipolin en relation avec une zone d'amphibolites et de serpentines. Le passage constaté du cipolin à l'amphibolite peut être considéré comme un argument en faveur de l'origine présumée de cette dernière roche par métamorphisme de bancs calcaires. Ce cipolin contient : pyrite, feldspath, quartz, mica noir, grenat, amphibole, etc...

Les gneiss de cette région sont difficiles à distinguer des micaschistes, auxquels ils passent fréquemment et appartiennent, pour la plupart, à la zone intermédiaire entre les gneiss francs et les micaschistes, zone que nous proposons de noter ζ^{1-2}. L'allure de leurs feuillets met en évidence une déviation locale le long de la traînée houillère de St-Eloy, déviation que l'on retrouve, dans tous les terrains du Nord du Plateau Central, au voisinage de ce décrochement. Il semble qu'on assiste, dans l'espace compris entre cette traînée et la vallée du Cher, au conflit entre les deux directions de la Bretagne et du Morvan. Les zones de terrains, qui arrivent de l'Ouest avec une direction N. 120°. E, commencent, à partir du Cher, à subir des inflexions orthogonales N.30°. E, d'abord

accessoires, puis, au-delà de la traînée houillère, tout à fait dominantes. La fracture même, où s'est produit ce dépôt houiller, dont nous avons constaté la continuité absolue de Souvigny à Pontaumur, paraît résulter d'une rupture d'équilibre entre les mouvements inégaux des parties Est et Ouest soumises à ces deux systèmes : elle joue ainsi un rôle analogue au faisceau des accidents du Forez qui, de même, n'est pas restreint à une faille unique, mais occupe une zone d'environ 20 kilomètres de large entre la faille de Thiers et celle de Saint-Priest. Conforme dans sa partie Nord aux synclinaux primitifs dont elle a épousé la direction, elle leur est transversale dans le centre du Plateau Central, au Sud de Saint-Gervais.

A l'Est de cette traînée houillère, on trouve sur la feuille de Gannat, deux synclinaux parallèles, c'est-à-dire N. 30° E, dans le terrain primitif : le premier est occupé par les micaschistes francs au milieu des gneiss et son axe est marqué par la coulée de microgranulites à types déjà pétrosiliceux de Servant et Pouzol ; le second est indiqué par les trois inflexions concordantes des tufs du culm au Sud de Manzat, des micaschistes et du tertiaire au Sud d'Ebreuil. Cette direction N. 30° E, qui prolonge directement celles du Morvan, s'accuse encore d'une façon bien nette dans les décrochements latéraux de la bordure Ouest du tertiaire entre Riom et Moulins, ainsi que dans la structure intime de ce bassin tertiaire de la Limagne bourbonnaise que nous nous proposons de décrire bientôt[1].

2° Terrains carbonifères et précarbonifères de Cusset. — L'étude des terrains anciens compris entre Cusset et Arronnes a fait reconnaître l'existence d'un certain nombre de zones Est-Ouest plongeant vers le Nord, qui paraissent coupées au Nord par un accident mécanique rattachable aux failles du Forez et qui, au Sud, affleurent suivant une saillie dirigée N. 60° E., c'est-à-dire oblique sur leur schistosité. Dans l'ensemble, on peut distinguer quatre zones, dont l'âge paraît de plus en plus récent quand on se porte du Sud au Nord.

La première, au Sud et au Sud-Est, est formée de terrains d'âge indéterminé (x) ayant nettement subi l'influence du granite voisin qui y pénètre, et y a produit les phénomènes connus : commencements de mâcles, leptites, etc. Plus au Nord, quelques lambeaux analogues se présentent en enclaves dans le granite.

Au Nord du terrain x, on a un ensemble de schistes plus ou moins gréseux, parfois ardoisiers, coupés en deux par un niveau, tout à fait caractéristique, de poudingues, que nous avons pu suivre dans toute la largeur du bassin. Sur l'âge des terrains au Sud des poudingues, nous n'avons aucune notion ; ceux au Nord comprennent, au contraire, presque immédiatement au dessus du poudingue, à l'Ardoisière, un banc de calcaire, surmonté à son tour, à quelques mètres de distance, par des schistes contenant la faune de Visé (Dinantien) découverte par Murchison. Il serait donc assez naturel de rattacher les schistes inférieurs,

[1] On la retrouve dans les grands filons de quartz, toujours très intéressants à étudier comme montrant la direction où se sont produits les efforts suivis de ruptures.

comme M. Le Verrier [1] l'a supposé pour des formations semblablement situées dans le Forez, au niveau de Waulsort.

Enfin, au Nord, on trouve une zone extrêmement importante de tufs porphyritiques du Culm, qui se prolonge, à l'Ouest, jusqu'au tertiaire de la vallée de l'Allier et qui, à l'Ouest du tertiaire de l'Allier, reparaît immédiatement près de Gannat pour se continuer jusqu'à la Sioule [2]. La reconnaissance de cette zone, deux ou trois fois plus étendue qu'on ne le croyait (à l'Ouest de l'Allier), confirme l'idée émise par M. Michel Lévy [3], sur l'existence, dans le Beaujolais, la Loire et le Nord du Plateau Central, d'une traînée presque continue de carbonifère reliant les plis varisques aux plis armoricains par deux grandes ondulations (en rapport avec les deux accidents du Forez et de St-Eloy signalés plus haut), dont les points extrêmes vers le Sud sont, l'un au Sud de Roanne, l'autre vers Pontaumur et montrant ainsi l'allure des plissements anté-houillers. Il est remarquable que cette zone, quoique déviée localement vers le Sud à la rencontre de la faille des terrains houillers St-Eloy-Champagnac, comme le sont tous les terrains au voisinage, soit pourtant transversale à cette traînée houillère dirigée environ suivant la bissectrice de l'ondulation des tufs. De même, à la traversée du tertiaire de la Limagne, elle fait un angle de 30° avec la direction principale N. 30° E. des accidents de ce bassin, c'est-à-dire qu'elle a une direction N. 60° E., déjà en rapport avec celles du Morvan.

Un fait intéressant à signaler est la façon dont cette zone, dans tout le Roannais, est suivie par des coulées de microgranulite. La grande coulée de Pouzol et Servant sur la feuille de Gannat, au Nord des tufs du Culm, représente la continuation du même phénomène.

3° **Terrain tertiaire.** — On peut distinguer, dans le tertiaire de la feuille de Gannat, quatre niveaux principaux :

1° A la base, est un niveau d'arkose rattaché, par continuité avec la feuille de Clermont, au stampien inférieur et, par suite, notablement plus récent que les arkoses du bassin du Cher (sanoisiennes) dont on retrouve l'équivalent dans la Limagne d'Auvergne, au-dessous des couches à striatelles d'Issoire.

Ces arkoses occupent toujours les bords du bassin. Près de Chateldon, elles renferment d'énormes blocs de quartz, peut-être dûs à la destruction d'un grand filon de quartz, blocs dont on voit, vers le Nord-Est, les dimensions diminuer progressivement. Près de Vichy, à Beaudechet, elles prennent un faciès spécial, dû à l'abondance des galets provenant du carbonifère voisin. Nous y avons trouvé là de belles empreintes de poissons, actuellement à l'examen.

2° Au-dessus, un niveau à Cerithium Lamarcki (aquitanien inférieur), qui existe plus au Sud sur la feuille de Clermont, reparaît avec une certaine extension dans une sorte de golfe ou de décrochement latéral du tertiaire compris

[1] Note sur le Forez, p. 46.

[2] Nous avons fait remarquer, dans une note précédente sur le terrain anthracifère du Puy-de-Dôme (*Bull. Soc. géol.*, 1888, p. 1086), que la granulite était certainement antérieure à ces tufs du Culm, puisqu'elle en formait le soubassement à Châteauneuf.

[3] *Bulletin de la Société géologique*, 3e s., t. XVIII, p. 690, séance du 14 sept. 1890.

entre Ebreuil, St-Bonnet, Bellenaves. Ce niveau passe, près de Bellenaves, à une lumachelle de *Cyrena semistriata* et contient, en divers points, le *Cerithium plicatum*, avec plusieurs Cérithes nouveaux que M. Munier Chalmas a reconnus sur nos échantillons et doit aller prochainement, avec nous, examiner sur place. Il y a là toute une faunule complètement ignorée jusqu'ici et d'un certain intérêt pour l'histoire de la Limagne.

3° Un niveau marneux très étendu ne contient généralement que des *Cypris Faba* en très grande abondance, avec quelques traces végétales. Au Nord-Est de St-Germain-des-Fossés, ce niveau passe à des bancs calcaires avec lymnées et planorbes (aquitanien supérieur).

Dans toute la région qui entoure Randan jusqu'à une dizaine de kilomètres à l'Est et à l'Ouest, des marnes analogues avec cypris renferment constamment *Nystia plicata* [1] (D'arch. et Vern.) qui, plus au Sud sur la feuille de Clermont, n'existe qu'à un niveau très inférieur (sanoisien) caractérisé par *Striatella barjacensis* (Fontannes). Comme autres fossiles nous n'avons pu, malgré de longues recherches, y trouver que des débris indéterminables de lymnées et planorbes. Malgré l'existence de ces *Nystia plicata* que nous n'avons jamais rencontrées ailleurs dans les marnes semblables de la région, nous n'avons pas cru devoir affirmer une distinction d'âge entre ces deux séries de marnes, dont la relation statigraphique n'a pu être établie dans un terrain généralement masqué par des sables pliocènes ou par des cultures; mais nous les avons séparées par un contour.

4° Le niveau à *Hélix Ramondi* est localisé et surtout développé dans l'Ouest et le Nord de la feuille, notamment à Chaptuzat, à Gannat, entre Billy et St-Gérand-le-Puy, etc. Près de Vichy, ce niveau est représenté par les calcaires du Vernet qui contiennent des débris de vertébrés. Ces calcaires y sont séparés des arkoses de Beaudechet par des marnes à *Cypris faba* qui affleurent à Cusset.

Comme fossiles, nous y avons trouvé, avec M. de Grossouvre, dans la région de St-Gérand-le-Puy, outre les vertébrés bien connus, trois espèces nouvelles pour la faune oligocène du Plateau Central : une petite variété de l'*Hélix Moroguesi* (Brongn.), du calcaire de l'Orléanais; une valvée nouvelle, ayant quelque affinité lointaine avec *Valvata Radiatula* (Sandb.) de la mollasse d'eau douce supérieure d'Allemagne; enfin, une autre valvée rare qui paraît être un *Craspedopoma* [2].

5° Enfin, le bassin, absolument isolé, de Menat, qui d'après ses caractères stratigraphiques, a été isolé dès l'époque même de son dépôt, appartient, d'après de récents travaux de M. de Saporta, à l'aquitanien, tandis qu'on le plaçait autrefois au-dessus des couches à *Melania Aquitanica*, dans l'helvétien.

D'une façon générale, il y a lieu de noter la discordance entre ces divers niveaux, dont la série est loin d'être toujours complète, surtout dans le Nord. Quand on se dirige vers le Nord, on voit les niveaux inférieurs diminuer d'im-

[1] Détermination de M. Munier Chalmas.
[2] Les déterminations de ces fossiles sont dues à M. Depérèt.

portance : les affleurements d'arkoses et de calcaires à *Cerithium Lamarcki* disparaissent même complètement au Nord sur la feuille de Moulins ; mais les arkoses se poursuivent sur la bordure Est et vont, sans doute, par La Palisse, Saint-Pourçain-sur-Besbre, le Donjon, se relier à celles du bassin de Roanne. Sur la bordure Ouest, on voit, à Coulandon, Souvigny, etc. le calcaire à *Helix Ramondi* reposer directement sur le soubassement ancien.

On peut également citer l'existence de marnes gypseuses en plusieurs points : colline de Montpensier, butte de Naves, etc. : ce qui paraît indiquer la persistance d'eaux saumâtres après le dépôt des couches à *Cerithium Lamarcki*, peut-être jusqu'à la fin de l'aquitanien.

Feuille d'Aubusson. — Sur la feuille d'Aubusson, nous n'avons à noter, jusqu'ici, que l'allure N.E.-S.O. des diverses zones de terrains, gneiss, micaschistes, granite, granulite, dans le Sud-Est de la feuille, allure continuant celle qui existe plus à l'Est, sur la feuille de Gannat, le long de la grande faille des terrains houillers. Sur tout le reste de cette feuille, au contraire, on retrouve, très nette, la direction armoricaine N.O.-S.E., qui avait été troublée localement, et sur quelques kilomètres de large seulement, au voisinage de la traînée houillère. Cette direction est notamment celle des terrains carbonifères de Gouzon, Chambon, Evaux, Château-sur-Cher, au Nord de laquelle commencent brusquement les gneiss, tandis qu'au Sud on avait du granite. Les grands faisceaux de filons de microgranulite et de quartz sont, les uns parallèles, les autres perpendiculaires à cette direction.

FEUILLE DE LIMOGES

PAR

M. U. LE VERRIER

Ingénieur en Chef des Mines, attaché au Service Central.

La feuille de Limoges comprend deux régions assez distinctes.

I. — RÉGION GRANITIQUE

Tout l'Est est occupé par le granite porphyroïde, appartenant au bord du plateau central : ce soubassement de granite est couronné par un grand nombre de massifs de granulite. Sur sa limite Ouest, ces massifs se rejoignent, et la granulite à gros grains forme une bande continue du Nord au Sud, large de deux ou trois kilomètres : elle est souvent schisteuse, et englobe de nombreux lambeaux de micaschiste.

Ce plateau granitique semble séparé de la région schisteuse qui s'étend à l'Ouest, par une zone de fractures, et par une série de failles. A la bande de granulite succède une bande de roches schisteuses métamorphiques, toujours très décomposées, très variables d'aspect : elles paraissent en général plonger vers la granulite. De nombreux filons quartzeux les traversent. On dirait une zone d'affaissements où les terrains ont été brisés en lambeaux incohérents par une série de fractures.

II. — RÉGION SCHISTEUSE

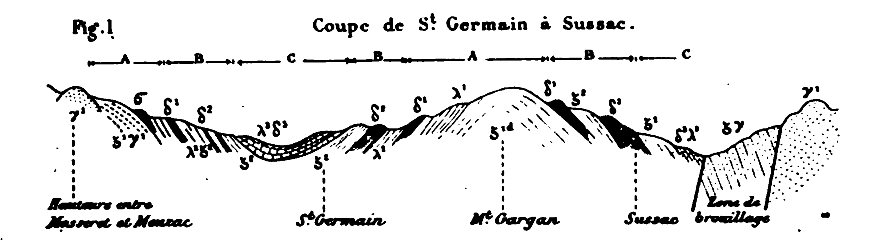
A l'Ouest de cette région brouillée, s'étend une série de micaschistes, gneiss, amphibolites, plissés et percés par des pointements éruptifs. La stratigraphie de ces terrains, qui recouvrent la plus grande partie de la feuille, est assez difficile à dégager, parce qu'ils sont à chaque instant interrompus par les pointements de granite, et en outre modifiés par une série de phénomènes métamorphiques, qui font varier d'un point à l'autre la structure d'un même niveau. Il est probable, en outre, qu'aux plis anciens, qui se développent assez régulièrement, sont venus se superposer des failles, indiquées par des brouillages, des filons quartzeux, mais à peu près impossibles à suivre par suite de l'absence de niveaux caractéristiques. Les amphibolites fournissent des horizons locaux; mais le grand nombre de leurs couches rend les raccordements assez incertains ; on

peut du reste constater que leur épaisseur est très variable, et rien ne prouve que des bancs très analogues séparés par de faibles distances, n'occupent pas des niveaux différents.

Je donnerai d'abord les coupes normales, qu'on peut relever dans les régions peu nombreuses que le métamorphisme et les injections éruptives n'ont pas trop défigurées. J'examinerai ensuite les effets ordinaires de ce métamorphisme, puis je décrirai sommairement l'allure générale des terrains et des principales roches éruptives.

ROCHES STRATIFIÉES

Coupes normales. — On trouve une assez bonne coupe de l'Ouest à l'Est de Magnac à Lussac, en passant par St-Germain-les-Belles, la Croisille et le mont Gargan. Les pendages, comme les récurrences des amphibolites indiquent nettement un synclinal complet dont St-Germain occupe le centre, puis un anticlinal dont l'axe passe au Mont Gargan : la série des amphibolites reparaît sur le flanc Est de cette montagne, à Sussac, formant un demi-synclinal, interrompu par la zone de brouillage déjà signalée (Fig. 1).



A partir de St-Germain on peut observer de haut en bas la succession suivante :

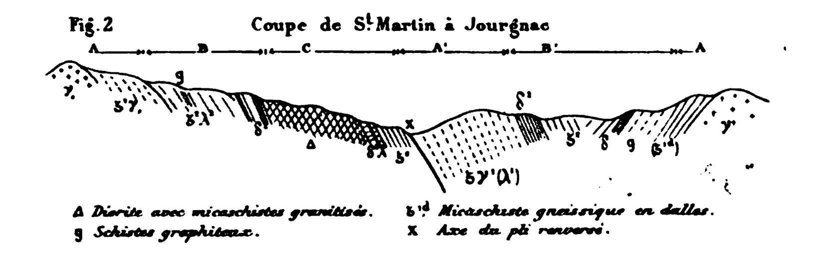
C. Micaschistes et amphibolites en plaquettes (δ^3) alternant avec des leptynites compactes (λ^3), en lits minces, ressemblant exactement (sauf leur allure interstratifiée) aux filons minces de granulite aplitique qu'on trouve dans le même terrain.

B. Micaschistes avec lits grenus d'apparence leptynitique (λ^2), mais de structure moins fine que les précédents et souvent assez riches en mica noir : au milieu et vers la base de cet étage, gros bancs d'amphibolites plus ou moins schisteuses (δ^2).

A. Banc de pyroxénite (δ^1) massive : gneiss granulitiques ou leptynites plus ou moins cristallins (λ^1). Micaschistes passant aux gneiss, formant de grandes dalles (ζ^1 ?).

Sur les flancs Ouest du Mont Gargan, ces micaschistes sont granitisés : mais au sommet (axe de l'anticlinal) et sur le flanc Est, ce sont de vrais micaschistes.

Si on suit l'anticlinal vers le Nord, ils passent au contraire à des gneiss granitiques, et on voit apparaître au centre un massif de granite. Dans cette région (St-Léonard, St-Denis des-Murs), les coupes deviennent moins nettes et il ne reste plus que des épaisseurs plus faibles de terrains schisteux entre les divers massifs de granite qui s'entourent de gneiss métamorphiques.



Δ *Diorite avec micaschistes granitisés.* ζ'd *Micaschiste gneissique en dalles.*
g *Schistes graphiteux.* X *Axe du pli renversé.*

On trouve aussi une coupe assez régulière vers le milieu de la feuille, de l'Ouest à l'Est, au Nord de Nexon (Fig. 2). En partant du granite de St-Martin-le-Vieux, on rencontre, pendant vers l'Est, des gneiss (A), puis une assez grande épaisseur de micaschistes avec leptynites grenus (B), puis des amphibolites et micaschistes souvent transformés en diorite (BC), et des micaschistes sériciteux (C) : ensuite, sans que le pendage change, on retrouve des gneiss granulitiques (A') et des micaschistes avec amphibolites (B') : il y a enfin relèvement des couches vers l'Est et après avoir traversé quelques micaschistes avec couches d'amphibolite, on trouve des gneiss en dalles (A) s'appuyant sur un petit massif granitique. Vu sa grande étendue, cette coupe est probablement double; il semble y avoir vers Nexon, un anticlinal laminé et couché vers l'Ouest.

Schistes graphiteux. — On rencontre en divers points, surtout vers la base de l'étage B des schistes à graphite, que j'ai pensé d'abord pouvoir caractériser un niveau. Mais leur répartition est très irrégulière. D'autre part le graphite apparaît souvent dans des brouillages, il s'associe à des filons quartzeux nets, et il ne semble pas douteux qu'en certains cas son origine ne soit filonienne.

Classification des terrains. — Dans les coupes normales on trouve toujours au-dessous des amphibolites δ^2 et δ^3 des micaschistes francs, et on ne peut classer les étages C et B que dans les ζ^2. — Quant à l'étage A dont le sommet serait caractérisé par le niveau des pyroxénites et des éclogites, on peut le rattacher aux $\zeta^{1\text{-}2}$. Cependant, il contient encore beaucoup de micaschistes, et son facies normal est tout au plus intermédiaire entre celui des micaschistes et des gneiss : il devient très souvent gneissique, mais en général au voisinage de massifs granitiques. D'autre part on voit souvent apparaître des lentilles gneissiques au milieu des micaschistes supérieurs.

Il est donc douteux qu'il y ait en Limousin un système de gneiss occupant

[1] La coupe de Brives à Tulle qui a servi de base pour classer les terrains sur la feuille de Brives est dans une région très métamorphique, et la limite des gneiss y a été fixée beaucoup plus haut que le niveau que je propose.

comme dans la Loire une position stratigraphique déterminée : il n'y a que des micaschistes granitisés ; ce métamorphisme s'est plus ou moins propagé jusqu'à une hauteur variable, affectant une plus ou moins grande partie de la série des terrains ; il est plus fréquent vers la base, mais il peut atteindre jusqu'au sommet, et il peut quelquefois manquer dans les couches les plus profondes, comme au Mont Gargan.

Régions métamorphiques. — En dehors du métamorphisme général auquel on peut attribuer hypothétiquement la formation même des micaschistes, des leptynites, et qui serait de date extrêmement ancienne, on peut distinguer deux modes de métamorphisme local : l'un peut se rattacher à l'éruption du granite, l'autre à celle de la granulite.

Métamorphisme granitique. — Les granites ont formé des massifs nombreux, qui s'entourent, surtout dans les anticlinaux, de gneiss granitoïdes souvent difficiles à séparer de la roche éruptive. (On y trouve des gneiss à cordiorite.) Les lentilles de gneiss situées au milieu des micaschistes, paraissent avoir en profondeur des racines granitiques ; dans les tranchées fraîches du chemin de fer, on peut y voir des injections cunéïformes, des dykes et des dômes de granite, que les filons de granulite traversent sans s'y mélanger. — Enfin, la diorite dont nous parlerons plus loin, n'est peut-être qu'un facies du même métamorphisme, spécial aux étages supérieurs riches en terrains basiques.

Ce métamorphisme atteint son maximum dans la bande qui s'étend de St-Priest-Ligonre à St-Pierre-Buffière ; la coupe y est réduite à une succession de diorites (occupant le centre du synclinal), de granite à amphibole, et de granite ordinaire. — En s'écartant de cette région on retrouve les micaschistes qui forment synclinal entre les massifs de granite.

Métamorphisme granulitique. — La granulite paraît avoir injecté et transformé complètement une large zone qui traverse la partie Sud de la feuille, allant de Roche-Abeille à Masseret, et à Meilhac. Toute cette région est occupée par des gneiss granulitiques cristallins ; elle est bordée au Sud par la série des gisements de kaolin de St-Yrieix et de Conssac, au Nord par des pointements de granulite massive. Les couches s'infléchissent autour de cette zone qui semble correspondre à un relèvement, à une sorte d'anticlinal transversal. On y trouve quelques lambeaux d'amphibolite conservés : mais le plus souvent ces roches ont été en partie refondues et ne se traduisent que par la présence de gneiss amphiboliques.

En dehors de cette région, on trouve souvent des gneiss granulitiques, à grain plus fin, parfois à structure compacte, interstratifiés dans les micaschistes. Telle est la bande (dirigée N. O.-S. E.) désignée sous le signe λ^1 dans notre première coupe : près de la Croisille elle est au-dessous des amphibolites ; mais si on la suit vers le Sud, elle les coupe : là on peut voir l'amphibole fondue et recristallisée en gros cristaux, au milieu des lits granulitiques : plus loin cette bande s'élargit et vient se rejoindre à la grande zone granulitique dont la direction est transversale.

Nature des leptynites. — Cet exemple conduit à examiner quelle est la véritable nature des roches que j'ai désignées sous le nom de leptynites, suivant la

nomenclature adoptée par M. Mouret. Sont-ce de véritables strates, ou des zones métamorphiques ? Leur structure est-elle due à la nature primitive de la roche, qui aurait été originairement plus siliceuse que les schistes voisins, et n'aurait subi comme eux, d'autre modification que celle d'un métamorphisme général ? Ou bien doit-on l'expliquer par l'injection locale et plus récente de la granulite ou des vapeurs qui ont accompagné son éruption ?

A ce point de vue il faut distinguer les trois types marqués λ^1 λ^2 et λ^3 dans notre coupe normale. Pour le type λ^1 qui se montre souvent au-dessous des amphibolites, l'action du métamorphisme local et éruptif ne paraît pas douteuse, comme nous venons de le voir : on peut y rattacher les gneiss granulitiques à l'Est de Nexon, ceux d'Aixe, ceux de Magnac : les exemples de refusion des amphibolites y sont fréquents.

Pour le type λ^3 qui, dans la coupe normale se présente au sommet de la série, la question est plus douteuse : la structure des roches rappelle tout-à-fait celle de la granulite aplitique ; la présence de filons analogues suggère l'idée d'une origine éruptive ; mais l'allure interstratifiée en lits minces très réguliers, alternant avec les amphibolites sans aucun phénomène de passage, sans aucune action de contact, plaiderait pour l'origine sédimentaire (ou du moins pour un mode de formation contemporain de celui des amphibolites).

Ce sont surtout ces deux types qui représentent exactement les roches marquées en leptynites par M. Mouret : quant au troisième type, λ^2, je lui étends ce nom faute d'un meilleur pour le distinguer des micaschistes avec lesquels il alterne. Ce sont des lits assez minces, plus grenus, moins schisteux que les roches voisines : ils ressemblent à des grès ou à des quartzites, parfois à des arkoses granitiques (ou à des granites fins) lorsqu'ils sont riches en mica.

Ceux-là ne présentent aucun indice de métamorphisme local : on doit les considérer comme des strates de nature particulière. Ils formeraient un horizon précieux, si on pouvait leur assigner un niveau bien déterminé. Malheureusement, il n'en est pas ainsi. Ils abondent, il est vrai, dans la partie inférieure de l'étage B ; mais ils se retrouvent à d'autres niveaux, avec des épaisseurs et un développement très variables.

Allure stratigraphique. — Les plis de la région sont en général N. N.O. Mais les couches s'infléchissent souvent dans une direction différente, donnant lieu à une série de plis ou d'accidents alignés E.-O. — Ces zones transversales ont été le théâtre de phénomènes éruptifs et métamorphiques intenses : on peut en distinguer trois dans la feuille : 1° Celle de Masseret au Sud, qui serait une zone de relèvement occupée par des gneiss granulitiques ; 2° Celle de Ligonre, au milieu de la feuille, qui représente au contraire, une zone d'affaissement ; occupée au centre par la diorite, dans la partie où elle traverse le prolongement du grand synclinal N. N. O., elle passe au granite à l'Ouest et à l'Est, là où elle rencontre le prolongement des anticlinaux : plus loin, elle se continue vers Rozier, par une série de petits synclinaux, dirigés N. E., écrasés entre des massifs de granite ; 3° Dans l'angle N. O. de la feuille, se développe d'Aixe à Conzeix une autre bande granulitique dont les relations stratigraphiques sont moins nettes, et où dominent des micaschistes à mica blanc.

ROCHES ÉRUPTIVES

Granite.— Le granite doit former, à une profondeur peut-être assez faible, le substratum de toute la région. Il apparaît presque toujours en massifs arrondis dans les anticlinaux : ces massifs, autour desquels les couches s'infléchissent, pendant vers l'extérieur, ont une structure schisteuse sur les bords ; le granite y passe graduellement à des gneiss granitoïdes, se prolongeant à une hauteur variable dans la série schisteuse. — Le grand massif au S. de Limoges, est dans ce cas : ainsi que celui qui s'étend entre Linard et Rozier sur le prolongement de l'anticlinal du Mont Gargan. Ils s'entourent de petits pointements, et d'apophyses injectant les schistes.

Ces massifs ont été amenés au jour par les plissements orogéniques : le granite y joue le rôle d'un terrain inférieur, dont la limite ne serait pas horizontale, mais hérissée de bosses produites par l'ascension locale du magma dans le toit qu'il refendait.

Un autre genre de pointements émergent au milieu des micaschistes comme à Nexon, à Chassagnas. Ceux-là ont percé les couches sans les dévier, et c'est une véritable éruption qui les a amenés à leur niveau actuel, au milieu des étages supérieurs du terrain primitif. Ils ont une auréole de gneiss beaucoup plus réduite. Leur structure est granulitique et ils contiennent souvent du mica blanc : ils sont en général pauvres en mica noir. (Il est difficile cependant de les séparer des vrais granites.) Ils sont aussi schisteux sur les bords; à Chassagnas, une partie du massif est constitué par de beaux gneiss exploités pour pierres de taille.

Un troisième faciès, tout particulier, est celui des diorites, dont nous parlerons plus loin.

Granulites. — La granulite se montre en filons nombreux dans toute la région ; il est rare que ces filons pénètrent dans les massifs granitiques, quoiqu'ils abondent à leur périphérie. Ils forment aussi des auréoles autour de certains massifs dioritiques. La granulite en masse forme des rangées de collines escarpées dans le Sud de la feuille, sur le bord de la zone de gneiss granulitiques, auxquelles la roche éruptive passe graduellement.

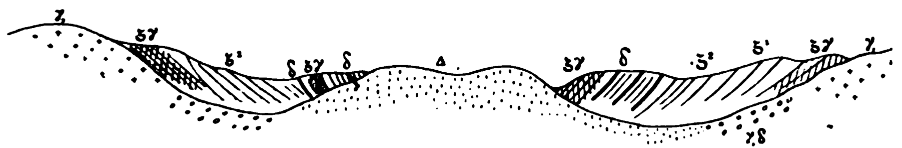
Serpentines. — Les serpentines forment des traînées de lentilles sur la limite des gneiss granulitiques, vers la base de l'étage B. — Quoique ces lentilles soient interstratifiées, on peut reconnaître parfois que la concordance avec les schistes encaissants n'est pas parfaite : j'ai retrouvé dans quelques pointements des traces de roches basiques moins altérées.Quoique les serpentines soient assez voisines des amphibolites, on ne peut observer aucune relation entre les deux roches, et je ne connais pas d'ampibolites serpentinisées. On trouve près des pointements de serpentine des schistes actinolitiques d'aspect tout spécial.qui semblent dus à une action de contact produite par une roche éruptive : cette roche a dû être intrusive plutôt qu'épanchée,car l'action se produit surtout sur le toit.

Presque partout, la serpentine est percée et entourée par des dykes de granulite, quequefois par des filons quartzeux. Le terrain encaissant est profondément décomposé, et on l'exploite pour tuileries.

D'après ces observations, il semble que la serpentine soit une roche éruptive altérée, dont la sortie a dû avoir lieu à travers les schistes déjà relevés, et précéder celle des granulites qui ont souvent utilisé les mêmes fractures.

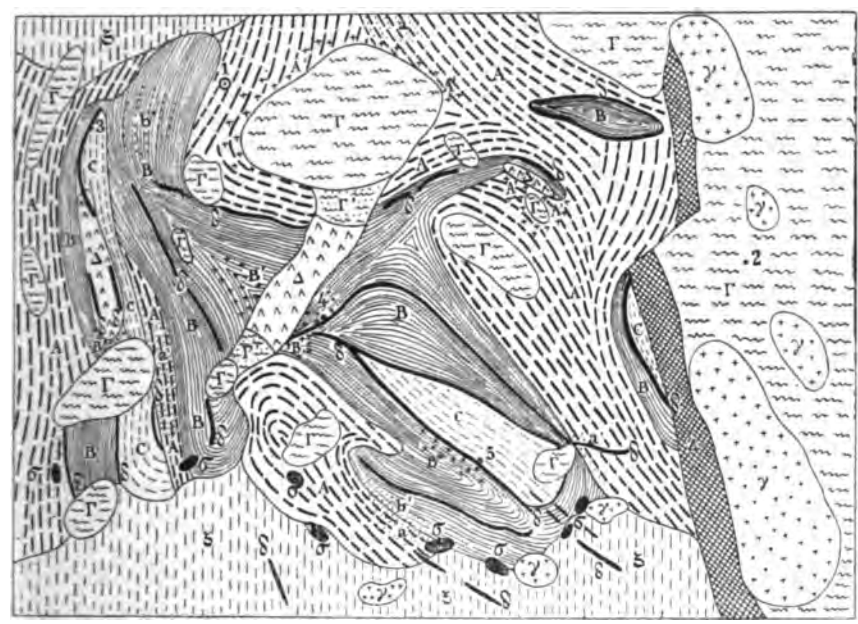
Diorites. — Ces roches présentent beaucoup de variétés : leur faciès le plus

Fig. 3 Coupe N.S. à travers la diorite de Pierre Buffière.



ordinaire est celui de gneiss granitoïde chargé d'amphibole : on y trouve de nombreux débris d'amphibolite qui en attestent l'origine éruptive; les couches de micaschistes voisins plongent en général sous les diorites, et sont presque

Fig. 4.



1 Limoges ; 2 Eymontiers ; 3 Aixe ; 4 Pierre-Buffières ; 5 Saint-Germain-les-Belles.

A Micaschistes et gneiss.
B Micaschistes moyens.
C Micaschistes supérieurs avec amphibolites et leptynites.
A'B' *Idem*... granitisés.
a' b' *Idem*... granulitisés.
ζ Gneiss granulitiques.

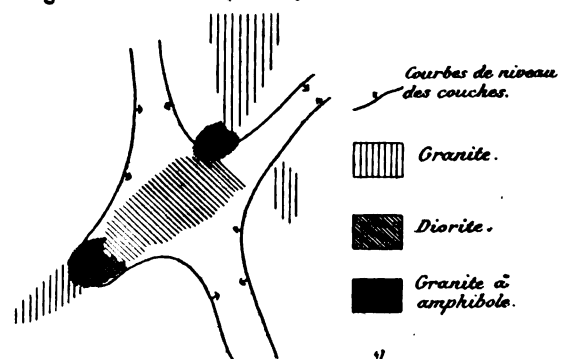
Z Schistes et gneiss granutilisés et décomposés ; zone de brouillage.
Γ Granite.
γ Granulite.
Δ Diorite.
Γ' Granite à amphibole.
σ Serpentine.
δ Couches principales d'amphibolites.

toujours transformés en gneiss granitique. — D'ailleurs la diorite se rattache souvent sur ses bords à des massifs de granite et il y a alors passage graduel

entre les deux roches, par des granites à amphibole. Ces relations traduites par les croquis ci-dessus (Fig. 3 et 4), semblent prouver que les diorites représentent un terrain de composition relativement basique refondu par le granite. La fusion a été plus ou moins complète et parfois on voit des couches plus résistantes se prolonger un peu au travers de la diorite avant de s'y perdre. Le granite normal se trouve à la base les anticlinaux ; la diorite plutôt dans les synclinaux, où elle remplace souvent l'étage des amphibolites supérieurs.

Le plus souvent les diorites se montrent en lentilles ou en bandes orientées parallèlement à la direction générale des couches ; seul le massif de Pierre-Buffière s'allonge en travers des plis principaux. Mais les couches s'infléchissent à son voisinage (Fig. 5) : il parait représenter une zone d'affaissement, une sorte

Fig.5 Schema théorique des plis autour de Pierre Buffière



d'entonnoir vers lequel convergent deux synclinaux perpendiculaires l'un à l'autre. Par ces deux extrémités il se fond avec deux massifs de granite qui occupent les anticlinaux.

FEUILLE DE TULLE

PAR

M. G. MOURET
Ingénieur en Chef des Ponts et Chaussées
Collaborateur adjoint

La feuille de Tulle s'étend partie sur le bassin permo-carbonifère de Brive dont nous avons publié en 1891 une monographie détaillée, partie sur les terrains cristallins dont nous nous occuperons seulement ici.

Ces terrains comprennent, au Sud-Ouest, des schistes finement cristallins sans fossiles que nous assimilons aux Phyllades de Saint-Lo, et, au Nord, affleurant sur une portion beaucoup plus vaste de la feuille, des gneiss et micaschistes inférieurs aux schistes fins.

Ces deux systèmes en concordance se distinguent là, comme ailleurs, non-seulement par la nature des masses schisteuses qui les constituent, mais encore par la composition et l'allure de la plupart des roches contemporaines qui leur sont subordonnées. Leur ensemble répond à la description de l'Algonkien cristallin de l'Amérique du Nord.

Phyllades. (*Précambrien* des Aut. français, *Archéen* d'Hébert). — Système composé, à la base, de *schistes cristallins séériciteux* à grain fin, feuilletés, et dans la partie moyenne et supérieure, de *phyllades* alternant avec des assises de schistes gréseux et de quartzites micacés.

Comme roches subordonnées, cette formation ne contient que des types basiques : quelques *amphibolites* à la base, au sein des schistes séériciteux, puis des *diabases* (associécs à des roches vertes compactes et schisteuses) dans la partie moyenne des phyllades. Les roches diabasiques, y compris les quartzites et quelques phyllades interposés affleurent sur une largeur de plusieurs kilomètres.

Gneiss et micaschistes (*Terrain primitif*, *cristallophyllien* ou *archéen* des Aut. français). — Système formé — à la base visible et dans les parties moyennes, de *gneiss rubannés*, avec quelques intercalations micaschisteuses parfois épaisses — à la partie supérieure, de schistes micacés et *micaschistes* qui passent supérieurement aux schistes séériciteux.

Comme roches acides subordonnées, les « *Leptynites* » (*granulite-gneiss* des Allemands), roches grenues de quartz et feldspath, peu micacées, massives, zonées ou rubannées, disposées en bancs très réguliers, peu épais, bien assisés, généralement homogènes, mais dont la composition varie brusquement d'un banc à l'autre. Dans l'ensemble ces bancs se groupent en nappes épaisses, étendues, interstratifiées, occupant divers niveaux dans la série moyenne des gneiss. A la base et quelquefois sur toute leur épaisseur, mais toujours au voisinage du granite, les leptynites sont transformées en roches gneissiques analogues aux gneiss rouges granulitiques.

Comme roches basiques, il y a, d'une part les *péridodites* et *serpentines*, en amas peu étendus (Le Lonzac, Condat) vers la partie supérieure de la zone des leptynites, et d'autre part des *amphibolites* avec quelques *pyroxénites*

Les amphibolites, généralement très basiques, à éléments blancs peu visibles, sont plus ou moins schisteuses dans les gneiss, feuilletées et parfois en lits très minces (*quelques millimètres*) dans les leptynites. Leur structure dépend donc non de leur niveau, mais simplement de la nature de la masse acide qui les comprend.

Les amphibolites des gneiss forment des nappes d'une épaisseur faible et bien régulière, interstratifiées, nettement distinctes des roches encaissantes qui ne sont modifiées ni au toit ni au mur. Sur les bords, ces nappes basiques se terminent en échelons brusques, leur schistosité prolongeant d'ailleurs rigou-

reusement celles des schistes acides, loin que ceux-ci contournent les amas basiques. La composition, comme pour les leptynites, peut varier brusquement d'une nappe à l'autre, même quand les deux nappes se succèdent sans couche acide interposée. Par exemple une nappe massive grenatifère peut reposer sur une nappe schisteuse du type le plus commun, et sans aucun rapport de composition avec la nappe sus-jacente, ni passage graduel. Dans l'ensemble et dans le détail rien ne rappelle une allure sédimentaire ordinaire.

Les nappes d'amphibolites se groupent en séries épaisses, occupant des niveaux bien déterminés au sein de la formation acide. Ces séries, qui se prolongent sur des étendues considérables (plusieurs myriamètres), peuvent avoir leurs caractères propres, malgré certaines variations individuelles de leurs nappes composantes. C'est ainsi que l'on distingue entre autres : 1° un ensemble de nappes grenatifères, passant en certains points à des grenatites ou à des éklogites, qui occupent un niveau élevé dans l'étage gneissique ; 2° à un niveau plus bas, mais toujours au-dessus des leptynites, une série de nappes à grain fin, à structure compacte zonée avec lits calcaires.

Les amphibolites, peu développées dans les micaschistes, sont par contre abondantes dans la formation gneissique à tous les niveaux, sauf au milieu des gneiss granitiques où elles ont été plus ou moins diffusées. Géographiquement, elles sont uniformément répandues, et si leurs affleurements sont moins fréquents dans certaines régions, cela tient simplement à l'allure horizontale des couches, ou des plis.

Diorites.—Aux amphibolites se rattachent intimement des diorites (diorites stratiformes de Cordier) souvent quartzifères, massives, à structure granitique et quelquefois gneissique, dont les affleurements, malgré des lacunes, peuvent se suivre du département de l'Aveyron (diorites de Sonnac de M. Boisse — granite à amphibole de M. Bergeron), à celui de la Creuse (diorites de Bourganeuf de M. Mallard). Cette traînée qui traverse du Sud au Nord la feuille de Brive, s'étend sans discontinuité sur la feuille de Tulle jusqu'au sud d'Uzerche, occupant les deux flancs d'un anticlinal granitique qui s'enfonce vers le Nord-Ouest. Les diorites reparaissent plus à l'Ouest, à Lubersac, étalées superficiellement en une vaste lentille horizontale, assise à son pourtour sur les gneiss et formant le petit pays fertile connu sous le nom de Vendonnois.

Les diorites, sur la feuille de Tulle, occupent un niveau supérieur à la zone principale des leptynites. Leur localisation le long d'un pli particulier à noyau granitique, alors que le long du pli voisin et au même niveau, elles n'apparaissent pas, tendrait à les faire considérer comme dues à une refonte, sous l'influence d'une cause bien puissante que nous ne pouvons encore préciser, de l'ensemble des séries amphiboliques — et des gneiss intercalés — qui surmontent les leptynites.

Traversées fréquemment par les filons de pegmatites, pénétrées par la granulite qui s'y transforme en un granite à amphibole du type d'Enval (Puy-de-Dôme), les diorites, si elles ne dérivent pas d'une influence granitique, ont été en tout cas influencées par le granite que l'on retrouve de place en place au mi-

lieu des roches basiques sous forme de granite à amphibole du type d'Aydat.

C'est l'occasion de signaler, sans vouloir en tirer l'explication de l'origine des grandes masses dioritiques subordonnées aux gneiss, qu'en certains points, la pénétration des filons granulitiques et des dykes granitiques dans les amphibolites donne naissance à des roches analogues sinon identiques aux diorites stratiformes.

Roches dites éruptives. — Le *granite* (*granitite*) de la feuille de Tulle se classe en trois sortes de roches différentes par leur composition, leur allure et probablement leur âge :

1° Le granite porphyroïde, à l'Est de la feuille, encaissé dans les micaschistes. Remanié par la granulite, il constitue les hauteurs des Monédières, sous forme d'un granite porphyroïde à deux micas, répondant exactement à la description donnée par M. Bergeron des granites de la Montagne Noire ;

2° Le granite de Limoges (*stock-granit* de Gümbel) à grain moyen, qui affleure en dykes ou culots en différents points des environs de St-Yrieix, Uzerche et la Graulière, et en masses hétérogènes dans la région de Favars où il est intimement allié aux gneiss devenus granitiques, du type des gneiss granitoïdes du Mont Pilat décrits par M. Termier ;

3° Le granite basique d'Estivaux et du Saillant (*Lager-granit* de Gümbel) qui apparaît en bancs épais, réguliers, bien interstratifiés, uniformément répandus sur 20 kilomètres de longueur, de Pompadour à Douzenac, au sommet des schistes sériciteux. A ce granite nous rattachons provisoirement le granite de la même région plus acide et remanié par la granulite, d'allure moins régulière, qui forme un amas épais, mais peu étendu, au sommet des gneiss et micaschistes.

La *granulite* (granite à mica blanc et tourmaline) constitue un vaste massif continu, du Nord au Sud de la feuille, en bordure de la masse principale de granite porphyroïde dont elle est cependant séparée par un affleurement très mince de micaschiste. Assez massive vers son bord occidental, aplitique même (avec tourmalinites) sur quelques 100 m. au contact d'une étroite bande de micaschistes (eux-mêmes modifiés parfois sur toute leur épaisseur) elle est généralement schisteuse au centre, et elle passe dans la bande orientale à des micaschistes gneissiques séparés par des bandes de granulite schisteuse[1]. Ces bandes, de même que les traînées micaschisteuses de toutes dimensions et jusqu'aux « enclaves » très nombreuses de micaschistes, conservent l'allure générale des schistes cristallins de la région. Cette allure est encore accusée par la schistosité de la granulite, et l'orientation des grands cristaux développés entre les lamelles micacées, sans doute recristallisées, de la roche schisteuse primitive.

Cette granulite corrézienne, d'un type bien différent de celui de la chaîne de Blond apparaît comme un dernier degré de métamorphisme, avec ou sans apport, des micaschistes.

[1] A comparer aux « auréoles » des granulites du Morbihan (Barrois, 1887). Ici l'auréole aplitique correspond à un « contact parallèle » de même que l'auréole schisteuse, laquelle envahit le massif sur une grande largeur, surtout au Nord.

La granulite forme un autre massif de profondeur, d'une extension limitée, aux environs de Sadrot; elle ne s'y trouve qu'en petites masses hétérogènes, enchevêtrées avec les gneiss, micaschistes, granites et diorites (eux-mêmes granulitisés) de la même manière, mais sur une plus petite échelle, que le granite dans les gneiss granitiques de Favars.

Granulite et *pegmatites* (très rarement le granite) pénètrent partout de leurs innombrables filons aplitiques, grenus ou pegmatoïdes, toutes les autres roches : granites, gneiss, leptynites, amphibolites, diorites et la granulite elle-même. Plus rarement ces filons arrivent aux Phyllades, où ils sont toujours très minces.

Peut-être faudrait-il cependant rattacher à un vaste épanchement d'une granulite les roches porphyroïdes (*Porphyroïdes* de *Montchabrol*), interstratifiées au milieu des phyllades et de leurs sédiments basiques. Ces roches, du type des porphyroïdes du Sud de la Vendée, affleurent sur une largeur de 1.500 m. depuis Juillac jusqu'à St-Sulpice d'Excideuil (feuille de Périgueux). Une exploration trop rapide des affleurements ne nous permet pas encore de donner des conclusions, même provisoires, sur l'origine des roches en question.

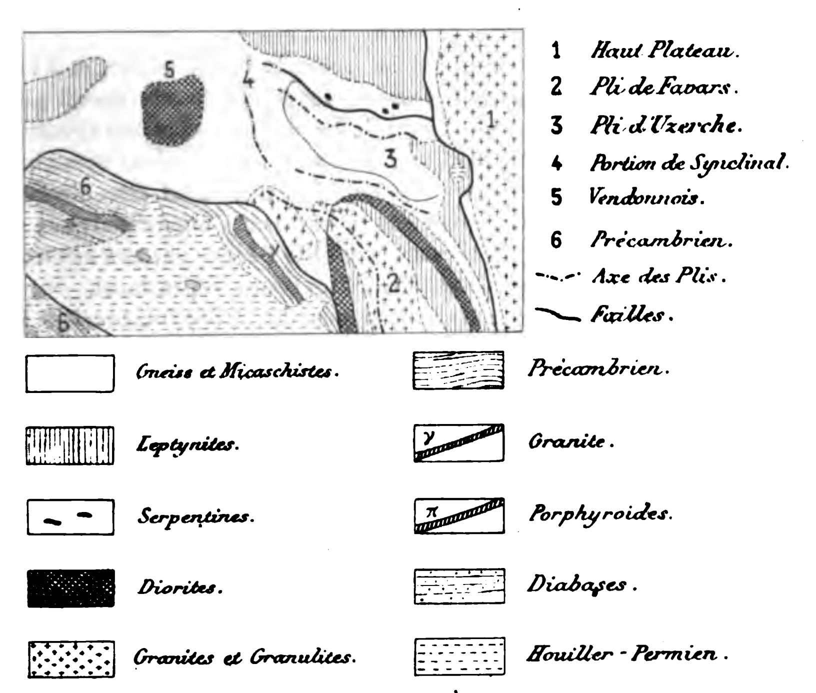
Les *microgranulites*, *porphyrites* et *kersantites* sont en filons bien différenciés, cantonnés dans le massif des Monédières surtout au nord de Corrèze, c'est-à-dire dans le massif primitivement granitique ou aux abords.

Négligeant, parmi les roches évidemment métamorphiques, celles qui ne forment que des pointements exceptionnels ça et là, il nous reste à citer le *métamorphisme spécial* qui, le long et à l'ouest du grand massif micaschisteux et granulitique et sur une largeur de plusieurs kilomètres, s'est exercé du nord au sud de la feuille, principalement sur les micaschistes, gneiss et leptynites extérieurs au massif, mais parfois aussi sur les micaschistes du massif lui-même, transformant uniformément toutes ces assises en roches compactes ou schisteuses, très quartzeuses, avec kaolinisation des feldspaths et faisant disparaître ou plutôt diffusant la plupart des nappes basiques. Ce sont ces roches influencées, surtout formées aux dépens des leptynites, que nous avons décrites sous le nom de *leptynites d'Argentat* dans notre premier travail sur la stratigraphie du Plateau Central (p. 15 et 16).

D'une manière générale on peut dire que ce métamorphisme spécial n'apparaît que dans la zone d'écrasement décrite plus loin, souvent concurremment avec le métamorphisme granulitique ordinaire qui s'y superpose ou auquel il se superpose.

Tectonique. — D'après le schéma ci-dessous qui résume ce que nous connaissons actuellement de l'allure des couches, la feuille de Tulle s'étend sur deux régions cristallines bien distinctes, tant au point de vue tectonique qu'au point de vue topographique qui s'y trouve lié, régions probablement séparées par une faille N.-S. L'une est le *Haut-Plateau Corrézien* (altitude 800 m.), constitué par le granite porphyroïde avec sa bordure granulitique et micaschisteuse qui à peu près seule apparaît sur la feuille. L'autre est la *région Limousine* proprement dite (altitude 400 m.) où dominent les gneiss.

La première de ces régions correspond à un système de plissements N.-S., couchés, vers l'Est, accusé topographiquement par la direction des hauteurs des Monédières. L'allure très contournée de ces plissements, au sud de Corrèze,



Echelle $\frac{1}{1.000.000}$.

plus régulière au nord, se trouve ainsi indirectement liée aux plissements de la seconde région. Quant à ceux-ci, ils sont à peu près parallèles aux plissements de la Vendée et de la Bretagne, mais ils s'en différencient par des accidents transversaux très marqués, qui interrompent le parallélisme général.

Dans cette région Limousine, il convient de distinguer — en dehors de la bordure phylladienne d'allure très régulière et dont les couches sont plus ou moins verticales — la région située à l'est d'Uzerche, de la région située à l'ouest.

La région de l'Est est occupée par des plis relativement peu aigus. L'un d'eux (*anticlinal* de *Favars*) à peu près symétrique, prolonge un pli déjà décrit, de la feuille de Brive sur celle de Tulle où il s'étale beaucoup, s'enfonçant au sud d'Uzerche sous les gneiss supérieurs. Son noyau est formé par les gneiss granitiques et le granite et ses flancs par les leptynites et les diorites. Un autre anticlinal (*Pli d'Uzerche*) lui succède au Nord; couché sur son flanc Nord laminé, il vient s'écraser, en l'entamant, contre le Haut-Plateau Corrézien. A l'Ouest, il s'enfonce aussi sous les gneiss supérieurs, dans la région au nord d'Uzerchen,

tandis que les leptynites seules apparaissent dans la partie orientale relevée de son noyau ; il est donc moins saillant que le précédent. Un massif de leptynites le limite au Nord, formant sans doute le flanc Sud d'un troisième anticlinal à cheval sur les feuilles de Tulle et de Limoges, et constitués par des micaschistes, gneiss et leptynites.

Tous ces plis butent ou se rangent à l'Est contre le Haut-Plateau, et à l'Ouest s'enfoncent ; ce sont autant d'arcs-boutants appuyés sur le relèvement granitique qui constitue le trait le plus important de l'intérieur du Plateau Central.

Quant à la moitié orientale de la région Limousine, nos études encore inachevées la montrent composée d'assises peu inclinées mais peut-être couchées et en tout cas dérangées par des accidents transversaux mieux marqués sur la feuille de Limoges et tout à fait nets sur celle de Périgueux, aux environs de Thiviers (où se retrouve le niveau des péridotites et des serpentines).

Nous avons, outre les plissements qui viennent d'être décrits, constaté l'existence d'un grand nombre de cassures importantes généralement à peu près parallèles à la direction des couches et se traduisant cependant, grâce à l'enfoncement inégal des plis, par des décrochements. Ce sont elles qui le long de la bordure phylladienne font disparaître presque partout les couches supérieures du système primitif et amènent les gneiss au contact des schistes séricileux, parfois même des phyllades.

Terrains sédimentaires. — A signaler, près de Corrèze, un petit bassin houiller qui ne figure pas sur les cartes. Il est rempli par les blocs de granite porphyroïde à deux micas empruntés à l'une des sommites des Monédières, et il forme un jalon entre les chenaux d'Argentat et de Bourganeuf du raccordement prévu dans notre travail sur le Permien de Brive (page 23).

A signaler aussi sur le plateau Limousin les traces de quelques larges vallées probablement oligocènes encore occupées en différents points par les alluvions sableuses avec galets qui se relient au Sud, à la partie supérieure de la formation sidérolithique du Périgord.

MONTAGNE NOIRE

ROCHES CRISTALLINES

PAR

M. J. BERGERON

Professeur à l'Ecole Centrale,
Collaborateur principal.

Je me suis appliqué tout particulièrement, en 1893, à l'étude des roches cristallines qui forment l'axe de la Montagne-Noire. Sur la feuille de Castres (feuille n° 231), je n'ai eu affaire qu'à la partie Sud-Ouest de cet axe, qui se prolonge d'ailleurs très peu au Sud, sur la feuille de Carcassonne. La région cristalline est formée de gneiss granulitique dont j'ai déjà décrit toutes les variétés [1]. Les amphibolites sont très rares dans ces gneiss, à l'inverse de ce qui s'observe dans la série gneissique du Rouergue. Je n'en connais que deux affleurements : l'un que j'ai déjà cité sous le village de Sales [2], sur la route de St-Amans à Lespinassière ; l'autre qui m'a été signalé par M. Caraven Cachin près de Pont-de-l'Arn. La serpentine, si abondante dans les gneiss du Rouergue fait complètement défaut dans la Montagne-Noire.

Les couches de la série primitive sont redressées presque à la verticale, si bien qu'il est très difficile de reconnaître le plongement. Mais il est certain que dans la région de La Salvetat, il y a un grand synclinal jalonné actuellement par des lambeaux de schistes et de calcaires métamorphisés par des filons de granulite. Les schistes présentent le faciès des schistes granulitisés de St-Léon ; quant aux calcaires, ils sont très altérés et traversés par des filonnets de quartz très riches en épidote et autres produits d'altération. Peut-être est-ce encore à d'autres synclinaux qu'il faut rapporter des lambeaux de schistes micacés qui se rencontrent au milieu des masses de gneiss comme dans les environs de

[1] Etude géologique du massif ancien situé au Sud du Plateau Central, p. 14.
[2] *Op. cit.*, p. 26.

Lamontélarié,au Sud d'Anglès, etc. Leur composition est celle des schistes granulitisés ; d'ailleurs la plupart de ces lambeaux sont dans le voisinage immédiat de petits filons de granulite ; parfois même ces derniers les traversent. Tous ces plis, y compris celui de la Salvetat, ont sensiblement la même direction que la Montagne Noire, c'est-à-dire N. 75° E.

Dans la partie septentrionale du massif gneissique apparaissent au jour des pointements de granite qui, bien qu'isolés, appartiennent à une même venue ; ils ont tous une direction qui est celle de la Montagne Noire et s'alignent très sensiblement dans le prolongement les uns des autres. Ces pointements sont les les suivants :

Le plus septentrional est celui d'Anglès ; ses contours sont très difficiles à tracer parce que les affleurements se font au milieu de gneiss très feldspathiques ; de plus la région est couverte de prairies. On ne peut distinguer la région granitique de la région gneissique qu'à ce caractère que présente le granite de se décomposer en *boules* au milieu des champs.

Puis, ce sont les pointements des Martys et de Lampy, au Sud de Mâzamet, qui ne sont séparés l'un de l'autre que par une masse de schistes précambriens, le plus souvent maclifères, avec quelques rares lambeaux de calcaire cambrien.

En plus de ces pointements granitiques, il y a dans le massif cristallin de très nombreux filons de granulite qui jouent dans le relief du sol un rôle très important ; ils servent d'ossature à des masses de gneiss qui forment autant de mamelons. Ceux-ci sont abondants surtout dans la région située au Nord de la Salvetat. Ces filons se trouvent dans le prolongement des masses granitiques et n'en sont que des apophyses. Cette granulite n'offre en général aucun caractère minéralogique intéressant [1] ; cependant près de la métairie de Coldempy, au Sud du hameau des Barthèzes, j'ai trouvé un filon de granulite très riche en clinochlore. Ce minéral y forme de grandes plages au milieu de mica altéré.

Très fréquemment, à ces granulites s'associent des filons de pegmatite qui sont plus récents puisqu'ils les traversent, bien qu'ils soient alignés sensiblement suivant la même direction. Cependant,dans la région de Pont-de-l'Arn,les pegmatites prédominent ; elles forment des filons indépendants de ceux de granulite et traversent les gneiss suivant une direction N.O.-S.E., direction qui a une très grande importance dans cette partie de la Montagne Noire, comme je l'indiquerai plus loin.

En dehors de l'axe cristallin, le granite forme encore deux pointements : l'un de peu d'importance apparaît à l'Ouest de Brassac sur l'ancienne route de Lacaune à Castres par la Fontasse, près de la métairie de Guzanes En ce pointement, très peu étendu, le granite présente la structure micro-granulitique de contact. Le mica, très décomposé, est appliqué contre les faces des cristaux de feldspath dans la partie centrale du pointement ce qui donne un aspect tout

[1] M. Michel Lévy a bien voulu vérifier mes déterminations pétrographiques ; je suis heureux de lui en exprimer toute ma gratitude.

spécial à la roche. Le second pointement est désigné sous le nom de Sidobre et est très connu dans tout le Languedoc pour ses paysages pittoresques dûs aux *boules* résultant de la décomposition du granite. Les assises précambriennes et cambriennes au contact de ces pointements sont métamorphisées.

Au Nord de Lamontélarié le gneiss est encore percé par un pointement de diorite qui envoie des filons jusqu'au Sud-Est de Brassac.

Les micaschistes francs, ou micaschistes anciens font défaut dans la Montagne Noire. Immédiatement sur les gneiss, et passant à ces derniers, se voient des schistes micacés, rappelant beaucoup les schistes granulitisés. Parfois les filons de granulite ont entraîné des paquets de ces schistes micacés. Au Sud d'Aussilhan sur le chemin qui conduit à la métairie de la Fuxarié se voit un semblable lambeau de schistes micacés complètement altérés et transformés en chlorite [1]. La roche en est devenue verte et rappelle la serpentine. Le mica a été presque complètement transformé en pennine; ses plages sont riches en fines aiguilles de rutile secondaire ; le zircon, provenant des inclusions du mica, est très abondant au milieu des sphérolites de pennine.

Sur les schistes micacés repose une épaisse série de schistes à séricite et de phyllades avec grès que surmonte la série cambrienne. Celle-ci se compose, ainsi que je l'ai signalé dans mon rapport de l'année dernière, d'une masse de calcaire avec banc de schistes, passant aux schistes avec faune cambrienne. Ces derniers sont recouverts par des schistes et des grès dans lesquels il n'a été encore rien trouvé, mais comme ils sont surmontés par les assises fossilifères de l'Arenig inférieur, il en résulte que, ainsi que je l'ai déjà dit [2], ils appartiennent soit à la partie supérieure du Paradoxidien ou étage Acadien, soit au Postdamien, soit encore tout à fait à la base de l'Arenig inférieur. M. Miquel m'y a fait voir des assises calcaires intercalées au milieu des schistes et des grès, et qui d'ailleurs, très peu épaisses et très irrégulières, m'avaient échappé.

Les couches les plus élevées du terrain silurien qui soient représentées sur la feuille de Castres appartiennent à l'Ordovicien inférieur (Arenig inférieur et peut-être grès Armoricain). Elles ne se rencontrent que sur le versant méridional de la Montagne Noire; aucune couche plus récente que le Cambrien n'apparaît, dans cette même feuille, sur le versant septentrional. Le Dévonien inférieur existe, seulement à l'état de lambeaux, sur le Silurien du versant méridional.

De nombreux pointements de diabase ophitique percent cette série sédimentaire (V. la carte pour les gisements).

Toutes ces assises ont subi sur les deux versants de la Montagne Noire des poussées venant du Nord pour le versant septentrional et venant du Sud pour le versant méridional ; il en est résulté sur les deux versants des plis isoclinaux plongeant les premiers vers le Nord, les seconds vers le Sud Mais parfois, surtout sur le versant Sud, il y a eu des efforts aboutissant, dans le sens de la

[1] Cette roche m'a été signalée par M. Caraven Cachin.
[2] *C.-R. Soc. Géol. Fr.* 1893, p. CVIII.

poussée, à des chevauchements comme c'est le cas au St-Bauzile, par exemple, ou déterminant des réactions en sens contraire et aboutissant à un renversement en sens contraire de celui de la poussée (Ferrals). C'est à l'Est, sur la feuille de Bédarieux, que ces accidents acquièrent le plus d'importance. Je les étudierai plus complètement lorsque je ferai les levers géologiques de cette dernière feuille.

Pour ne pas allonger cette notice, je renvoie à la carte pour l'allure des couches sur le versant septentrional, notamment pour cette grande bande (synclinale) de schistes précambriens et de calcaires cambriens qui, partant des environs de Labécède, s'avance jusqu'à l'Ouest d'Aiguefonde; pour un anticlinal gneissique qui, partant également de cette région de Labécède, se continue jusque dans les environs de Brassac où il se perd dans le massif gneissique; enfin pour la bande de Précambrien et de Cambrien qui, partant du bassin de St-Féréol, borde tout le versant septentrional jusqu'au niveau de Brassac, avec chevauchements des assises sans doute postdamiennes sur les calcaires cambriens.

Il est un fait que j'ai signalé l'année dernière dans mon rapport et sur lequel je voudrais revenir parce qu'il me paraît avoir une grande importance. Dans la région entre Boissezon et Pont-de-l'Arn, les filons de pegmatite, de diabase et de quartz sont orientés N.E.-S.O., et souvent les strates prennent localement cette direction. Au contraire, les couches environnantes ayant une direction N.E.-S.O., il y a eu au point de changement de direction, plissement, cassure, et par suite les couches ont présenté à l'érosion une résistance moindre. C'est ce qui explique le creusement de la grande dépression occupée maintenant par le causse tertiaire d'Augmontel.

D'autre part, à l'extrémité Sud-Ouest de la Montagne Noire, dans la région située au Nord-Est de Labécède, les assises présentent cette même inflexion vers le Nord-Est ce qui a pu faciliter le creusement du seuil de Castelnaudary avant qu'il fût recouvert par le Tertiaire.

TERRAINS SECONDAIRES

PAR

M. RENÉ NICKLÈS

Chargé d'un cours complémentaire de Géologie à la Faculté des sciences de Nancy,
Collaborateur adjoint.

Terrains secondaires des environs de Bédarieux et de Lunas [1].— **Région de Bédarieux**. — Les terrains secondaires avoisinant Bédarieux présentent dans leur ensemble une disposition remarquable : une région affaissée d'étendue notable, et dont les couches presque horizontales ne présentent point de dislocations importantes.

Stratigraphie. — Voici sommairement la composition stratigraphique de la région de Bédarieux :

Le Trias comprend deux parties :

a. Un horizon inférieur, composé de marnes rouges et de poudingues, formant le fond de la vallée de Villemagne, entre Villemagne et Clairac, et les escarpements dominant à l'Est la vallée de La Malou.

Les marnes plus fréquentes à la base sont le plus souvent rouge lie de vin, bariolées de vert et alternant dans leur partie moyenne avec des grès et conglomérats : ces derniers dominent complètement à la partie supérieure.

b. Les marnes gypseuses qui forment l'horizon supérieur sont bien développées à 3 kilomètres de La Malou, au-dessus de Bardejean : elles sont généralement bleuâtres et renferment d'importantes masses de gypse exploitées en ce point et dans la vallée de la Sosquière. Vers la partie supérieure apparaissent quelques bancs gréseux.

Les principaux horizons jurassiques rencontrés sont :

1° *Rhétien.* — Poudingues avec *Avicula contorta* et écailles de poissons (Hérépian).

2° *Hettangien et lias inférieur.* — Couches marno-calcaires, renfermant des empreintes végétales, *Pagiophyllum peregrinum* Sap.

3° *Charmouthien.* — Calcaires bleus durs avec lumachelles à la base recouverts par des bancs gréseux à *Spiriferina cf. Walcotti,* et surmontés par des calcaires, durs avec *Lytoceras fimbriatum* et *Gryphæa cymbium* (Boussagues, le Bousquet Boubals).

[1] Le cadre restreint de ce travail ne me permet point de tenir compte des travaux antérieurs : je me propose de le faire plus tard en détail.

4° *Toarcien*. — Marnes à Posidonies renfermant à la partie supérieure de nodules avec fragments de Harpoceratidés : cet étage a une grande importance en raison de son imperméabilité : à sa partie supérieure viennent au jour les sources abondantes des environs.

5° *Bajocien*. — Je rattache à cet étage les dolomies grises, teintées souvent en rouge par l'oxyde de fer, et renfermant souvent vers leur base de véritables couches de calcaire à entroques et des Brachiopodes (ravins de Cabanes près Bédarieux).

6° Au Jurassique supérieur paraissent devoir appartenir les calcaires et masses dolomitiques ruiniformes, se désagrégeant par places en une poussière très fine (causse entre Carlencas et Bédarieux).

7° Les calcaires du bois de Levas paraissent postérieurs à ces horizons.

Les éruptions basaltiques ont eu une grande extension vers l'Est : il y a lieu de remarquer l'importance des tufs rouges du Courbezou.

Région de Lunas. — Les environs de Lunas sont peu disloqués ; les couches y sont faiblement ridées, les fossiles y sont rares et rendent la classification des terrains difficile :

Le Trias, en discordance sur le Permien (Caunas, Brenas), présente la même composition qu'à Lamalou.

Le Rhétien paraît représenté par des couches dolomitiques à couleurs vives; à l'Hettangien et au Sinémurien je rattache des calcaires bleus et des dolomies avec bancs marneux renfermant des cristaux de calcite ; la partie supérieure renferme des végétaux (Bernagues) mal conservés.

Au-dessus apparaissent les lumachelles et couches à nodules siliceux du Charmouthien.

Les éruptions basaltiques ont eu une très grande importance (Bernagues, Mont-St-Amand) ; de nombreux filons orientés SSO — NNE et ESE — ONO, peuvent être relevés dans la région de Lunas comme dans celle de Bédarieux.

BASSIN DU SUD-OUEST

FEUILLE DE CARCASSONNE

PAR

M. BRESSON

Attaché au Laboratoire de la Faculté des Sciences de Marseille,
Collaborateur auxiliaire.

Exploration de la feuille de Carcassonne (1893) [1]

Les formations tertiaires que nous avons étudiées sont situées sur le versant méridional de la Montagne Noire, dans la plaine de Castelnaudary et les hauteurs qui s'étendent de Villeneuve-la-Comptal à Fanjeaux. On observe dans cette région à partir des terrains anciens et en se dirigeant au sud-ouest la succession suivante :

Danien ? — 1° Argiles rouges et sables.

Eocène inférieur. — 2° Calcaire lacustre de Montolieu à *Physa prisca*.

3° Argiles sableuses sans fossiles.

Eocène moyen. — 4° Calcaires nummulitiques à *Nummulites Ramondi*, *Flosculina melo*, *Alveolina subpyrenaica*, *Velates Schmideli*, *Ostrea stricticostata* passant latéralement vers l'ouest aux argiles à graviers de Labecède [2].

5° Calcaire lacustre de Ventenac et grès à *Lophiodon* d'Issel.

6° Mollasses de Castelnaudary.

Eocène supérieur. — 7° Gypse du Mas-Sainte-Puelles et calcaire à *Paléothérium* de la Bordette.

8° Mollasses et poudingues.

Oligocène. — 9° Calcaire de Villeneuve-la-Comptal et du Mas-Sainte-Puelles

[1] Les études dont nous allons mentionner les résultats ont eu pour point de départ des courses faites sous la direction de M. Vasseur.

[2] M. Vasseur. *Bulletin des sevices de la Carte géologique*. V. 37.

à *Bulimus lœvolongus*, *Cyclostoma formosum*, *Paléothérium*, *Xiphodon*.

10° Mollasses et poudingues de Palassou.

L'exécution de la carte géologique dans cette partie de la feuille de Carcassonne nous a fourni quelques observations nouvelles.

1° Il existe près d'Aragon à la partie supérieure du Nummulitique un horizon fossilifère très intéressant par l'état de conservation et l'abondance des mollusques qu'il renferme. Les derniers bancs de la série nummulitique sont constitués en ce point par des grès en dalles alternant avec des couches argileuses. A la surface de la roche adhèrent de nombreux cérithes associés à des natices et à l'*Ostrea stricticostata*. La faune de ce niveau comprend des formes nouvelles que nous ferons connaître dans une prochaine publication.

2° Nous avons découvert aux environs de St-Papoul dans le calcaire de Ventenac, jusqu'à présent si pauvre en fossiles, un remarquable gisement de végétaux. L'assise dont il s'agit dessine sur la bordure du nummulitique un liseré qui se poursuit à l'ouest jusqu'au voisinage du village de Carlipa. Elle disparaît ensuite dans la direction de Saint-Papoul sous les alluvions pliocènes des plateaux pour se montrer en un dernier point situé aux environs du Château de Ferrals. Le calcaire de Ventenac offre en cet endroit une dizaine de mètres d'épaisseur; il est gris bleuâtre et compact; grâce à la finesse de la roche les végétaux s'y présentent dans un parfait état de conservation. Autant qu'un examen rapide a pu nous permettre de le constater, quelques-uns de ces fossiles (*Dryophyllum*, etc.) offrent la plus grande analogie avec ceux de la flore Heersienne décrite par MM. de Saporta et Marion. Mais un semblable rapprochement, si peu concordant avec l'attribution du calcaire de Ventenac à l'éocène moyen, appelle sur ce sujet une étude paléontologique approfondie.

3° Il nous reste à signaler un affleurement de calcaire à *Paléothérium* que nous avons découvert avec M. Vasseur auprès de la ferme de la Bordette et que nous avons suivi vers l'est dans les coteaux qui s'étendent jusqu'à Fanjeaux. Cet horizon nettement inférieur à celui de Villeneuve-la-Comptal pourrait, d'après M. Vasseur, correspondre au gypse du Mas-Sainte-Puelles et au calcaire de Cuq et de Vielmur, qui constituent la base de l'éocène supérieur. Cette observation ne peut donc que nous confirmer dans l'opinion d'ailleurs généralement admise, que la mollasse de Castelnaudary appartient à l'étage Bartonien et est synchronique des sables de Beauchamp et du calcaire de St-Ouen dans le bassin de Paris.

FEUILLE DE ROCHECHOUART

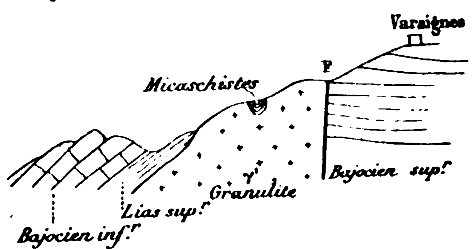
PAR

M. GLANGEAUD
Agrégé de l'Université,
Collaborateur auxiliaire.

Le Jurassique de la feuille de Rochechouart.

Les étages de la série jurassique qui affleurent sur la feuille de Rochechouart présentent un intérêt marqué en ce qu'ils servent de transition à deux facies distincts : le *facies à Céphalopodes* bien développé dans le détroit du Poitou et le *facies à peu près exclusivement corallien ou sub-corallien*, que M. Mouret m'a dit avoir observé dans la Dordogne, le Lot et la Corrèze. J'espère que les données que j'ai recueillies et que je compte recueillir l'an prochain me permettront de relier paléontologiquement et stratigraphiquement cette région aux régions précitées.

Les diverses assises jurassiques forment des anticlinaux et des synclinaux qui doivent très probablement se raccorder avec ceux qui ont été décrits par M. Welsch dans le détroit poitevin.



Outre les plissements on observe des failles dans la partie S.-E. de la feuille. L'une d'elles, passant par Varaignes, fait apparaître la granulite qui bute à l'Est contre le Bajocien supérieur et permet au Lias supérieur et au Bajocien inférieur d'affleurer de nouveau à l'Ouest, par suite du relèvement des couches. Cette faille se poursuit sur près de 3 kilomètres.

Une deuxième faille, déjà figurée sur la carte géologique de la Dordogne, passe par Nontron, la Côte, St-Martin le Pin, moulin de Pys et met en contact le Bajocien, le Granite et les divers étages du Lias.

Il faut mentionner également l'existence vers Fontechevade d'une troisième faille mettant latéralement en relation le Bajocien et le Lias.

Toutes ces failles ont une direction sensiblement ONO-SSE.

Description des divers étages jurassiques. — Le Jurassique du nord de la feuille de Rochechouart présente assez de Céphalopodes pour permettre la distinction des étages et quelquefois des zones. Dans la partie sud, au contraire, où le faciès oolitique domine à partir du Bajocien supérieur,on ne trouve que quelques rares Bélemnites dans le Bathonien.

Infra-Lias. — J'ai pu séparer l'Infra-Lias du Sinémurien. Il est formé à la base par des grès très variés atteignant une grande puissance dans les environs de Genouillac, Cherves, Mazières, la Ribe, mais devenant beaucoup moins épais aux environs de Nontron. Je les rapporte au Rhétien car ils contiennent des tiges d'*Equisetum*, de nombreux Pectens et en particulier le *P. dispar*.

L'Hettangien a beaucoup de rapports avec l'Hettangien de la Vendée étudié par M. Baron. Il se montre en de rares points, sous forme de calcaire siliceux extrêmement dur, pétri de Lamellibranches et de Gastropodes (Labrousse) ou de calcaire oolithique jaunâtre à Avicules (Villejaleix).

Sinémurien. — Cet étage est fort réduit. On l'observe dans la vallée supérieure du Rivaillon et aux environs de Suaux où il est constitué par des calcaires dolomitiques contenant de rares fossiles indéterminables. Il affleure aussi à Ecuras, Soudat, St-Martin-le-Pin et aux environs de Nontron.

Le Charmouthien présente une assez grande extension. Il est formé au Nord-Est de Vitrac et au sud de Suaux par des grès calcarifères micacés contenant *tetraedra. Bel. paxillosus*, surmontés par des argiles gris-blanchâtres fossilifères, couronnées à leur tour par des calcaires argileux à *Amaltheus margaritatus*, *Pecten æquivalvis*, *Plicatules*, etc.

Cet étage existe aux Rivailles sous forme d'un calcaire siliceux poreux très fossilifère, à *Amaltheus margaritatus*.

Entre Montbron et Péry, il est constitué grès calcarifères très fins, et micacés. Ces grès, très épais, sont surmontés par des calcaires siliceux jadis exploités comme pierre à ciment.

Le *Charmouthien* se montre aussi à Soudat, Boëre, Ars, etc. où il devient très dolomitique.

Le *Toarcien* se différencie facilement du Charmouthien en ce que ses sédiments sont imprégnés de pyrite. A Vitrac, à Margnac, sur la ligne du chemin de fer de Chasseneuil à Fontafie, il est formé par une alternance de marnes et de calcaires gris-bleuâtres dans lesquels on distingue les zones à *Cœl. Hollandrei* et *Harp. opalinum*. Ces assises sont également très riches en Bélemnites ; on y recueille : *Bel. tripartitus*, *Bel. irregularis* et des Bélemnites à sillon associées à *Rhynch. cynocephala*.

A Montbron, le Toarcien est constitué à la base par des argiles pyriteuses très fissiles surmontées par des calcaires gris-brunâtres à fossiles phosphatés. On y trouve : *Cœl. Hollandrei*, *Harp. Levisoni*, etc.

A Boëre, on n'observe que le niveau *Coel. Hollandrei*, représenté par des argiles feuilletées micacées.

A Varaignes, le niveau à *Harp. opalinum* est visible grâce à l'existence d'une faille déjà signalée.

Enfin à Ribeyrolles le Toarcien est constitué par des argiles pyriteuses surmontées de calcaires également pyriteux renferment *Ostrea Beaumonti*.

L'Infra-Lias, le Sinémurien et le Charmouthien sont traversés par de nombreux filons de galène, de quartz, de calcite et de barytine. La galène a jadis été exploitée en divers points.

Bajocien. — Le Bajocien est l'étage qui présente les changements de faciès les plus considérables.

Aux environs de Chasseneuil, il est constitué, à la base, par des calcaires gris bleuâtres très riches en *Lioceras concavum*. Ils contiennent aussi, outre une faune de Gastropodes, de Lamellibranches et d'Echinides, d'autres Ammonites appartenant aux genres *Sonninia*, *Hammatoceras*, *Witchellia*. Ces calcaires représentent la zone à *Lioceras concavum* bien développée en Angleterre, où elle a été étudiée par M. Buchman, et en Normandie où M. Munier Chalmas l'a récemment décrite. Ils sont surmontés par des calcaires blancs cristallins, exploités comme pierre à chaux, dans lesquels on recueille *Cosm. garantianum* et *Ter. sphæroidalis*, recouverts par de nouveaux calcaires à *Toxoceras Orbignyi*. Des sédiments oolithiques couronnent cette formation.

Vers St-Sornin, Miaulant, le Bajocien devient siliceux, mais on y distingue encore les zones à *Lioc. concavum* et *Coel. subcoronatum*.

A Vouthon, à Montbron, la dolomie envahit une grande partie de l'étage et l'on n'y recueille plus que de rares fossiles : *Bel. giganteus*, *Trigonia*, *Pecten*, etc.

Ces calcaires dolomitiques très variés comme structure ont beaucoup d'analogies avec ceux qui ont été signalés par M. Roland dans la Vienne (calcaires dolomitiques sableux, aragonitiques, lamellaires, etc.).

A Varaignes, la partie inférieure du Bajocien est toujours dolomitique, mais la partie supérieure est constituée par des calcaires marneux à *Pholadomyes* alternant avec des calcaires oolithiques très riches en Brachiopodes : *Ter. Phillipsi*, *Ter. sphæroïdalis*, *Ter. carinata*, *Rhynch. quadriplicata*, *Stomechinus*, *Cidaris*, *Trigonies*, etc.

Entre Teyja et Javerlhac, au-dessus des calcaires dolomitiques à Trigonies, on a un niveau oolithique surmonté par des calcaires marneux à *Coel. subcoronatum*, *Purpuroidea*, *Stomechinus*, etc. Ce dernier niveau, qui représente une partie du Bajocien supérieur, sera un point de repère très utile dans cette région oolitique par excellence. Je l'ai suivi jusqu'à St-Martial-de-Valette.

Bathonien. — Le Bathonien est en grande partie oolitique, aussi les Céphalopodes y sont-ils rares tandis que les Brachiopodes dominent. Cependant, entre Lussac et St-Mary, il est formé par des calcaires compacts et marno-lithographiques à *Ter. globata*, *Ter. sphæroidalis*, *Zeill. carinata*, etc. Quelques débris d'ammonites se sont également montrés dans ces calcaires.

Entre Beaumont et Marillac le Bathonien est représenté : à la base par des calcaires compacts à *Ter. sphæroidalis*, *Zeilleria carinata*, *Rhynch. Lothâringica*, surmontés par des calcaires oolithiques à *Clypeus Ploti* que recouvrent des

calcaires compacts exploités pour la fabrication de la chaux et contenant *Bel. canaliculatus*.

En continuant l'examen du Bathonien vers le Sud, on le retrouve bien développé à Vilhonneur où il présente, à la base, un niveau oolithique puissant dont les calcaires ont fourni la pierre du tombeau de Thiers. Viennent ensuite des calcaires lithographiques surmontés de couches oolithiques où les polypiers font leur première apparition. Cet horizon supérieur de l'étage est remarquablement fossilifère. Il contient une faune de Brachiopodes, de nouveaux et très intéressants Lamellibranches (*Corbis*, *Lima*, *Pecten*, etc.), des Gastropodes (*Purpuroidea*) avec *Anabacia orbulites*, *Anabacia complanata* et *Eligmus*. Ce dernier genre m'a été d'un grand secours car il est très caractéristique du Bathonien de la région. Je l'ai trouvé, en effet, depuis Nontron jusqu'à Valence.

Entre Montbron et Marthon, le Bathonien devient plus oolithique, les oolithes augmentent de volume, sont irrégulières en même temps que les Polypiers sont plus abondants.

Entre Souffrignac et La Chapelle St-Robert, entre Javerlhac et le Grand Gilloux, le Bathonien, vers sa partie inférieure, se modifie encore davantage par l'intercalation de calcaires marneux feuilletés à *Anisocardia*, *Pleuromya*. On constate en même temps vers la partie supérieure du Bathonien moyen et à la base du Bathonien supérieur, l'arrivée de Rynchonelles du type de la *Rynch. decorata* et *Rhynch. elegantula*.

Enfin de nombreuses *Nérinées Pseudo-Melanies* mêlées à des polypiers, indiquent la tendance au faciès corallien.

Callovien. — Le Callovien présente sa plus grande extension entre La Tache et St-Amand-de-Bonnieure.

Il est formé à la base par des calcaires marno-lithographiques, très riches en Céphalopodes, dans lesquels on trouve *Macroc. Herveyi* et à la partie supérieure *Reineckeia anceps*, *Lunuloceras hecticus*, Des bancs à Brachiopodes et à Pholadomyes sont intercalés au milieu de ces couches que surmontent des calcaires tendres, poreux à Ammonites du groupe du *Cosm. Jason*.

Le Callovien se poursuit avec des caractères presque identiques, à St-Mary, aux Pins, Monthezard, mais il diminue ensuite rapidement d'épaisseur vers le Sud. A Vilhonneur, il se présente sous l'aspect de calcaires poreux siliceux très riches en Echinides, pour la plupart nouveaux, et en *Ostrea amor* et *Ostrea gregarea*.

Plus au Sud, la délimitation de l'étage devient très difficile par suite de l'absence presque complète de fossiles. Néanmoins il m'a paru représenté par des calcaires oolithiques couronnés par les calcaires lithographiques de l'Oxfordien.

Oxfordien. — J'ai retrouvé le faciès à Spongiaires, niveau de l'*Ochetoceras canaliculatum* et continuation de celui du Poitou, à St-Amand de Bonnieure, mais il est très réduit. Cependant j'ai recuilli plusieurs espèces d'Ammonites argoviennes et un grand nombre de Brachiopodes.

Vers La Rochette, Agris, le faciès à Spongiaires est remplacé par un calcaire

lithographique assez puissant à *Oppelia arolica, Perisphinctes* voisin du *P. martelli*, niveau que j'ai suivi sans interruption jusqu'à Hte-Faye.

Entre La Rochefoucauld et Chez Salot j'ai cru observer comme constitution de l'Oxfordien :

1° A la partie inférieure un calcaire lithographique à *Aspidoceras* et à *Pecten fibrosus*.

2° Un îlot corallien (petit récif) présentant à la base un faciès à Echinides bien développé.

3° A la partie supérieure un calcaire marno-lithographique à silex noirâtres contenant *Ochet. canaliculatum, Am. Erato*, etc.

Ces calcaires lithographiques se retrouvent à St-Paul, le Maine, Ferdinas et contiennent des Ammonites du groupe du *Perisph. plicatilis*.

Rauracien et Sequanien. — J'ai observé les deux étages en plusieurs points, mais je n'ai pas encore de données générales sur leur constitution.

Terrains tertiaires. — Je n'ose encore me prononcer sur l'âge et les rapports de ces terrains. Cependant, la plupart au moins des argiles à silex si répandues dans la région de Chasseneuil, St-Adjutory, résultent simplement de la dissolution de la partie calcaire des couches sous-jacentes. J'ai recueilli, en effet, en maints endroits, dans les silex noyés au milieu des argiles, les mêmes fossiles que dans les calcaires supportant ces derniers.

Les alluvions quaternaires, anciennes et récentes, ont laissé d'assez nombreux témoins dans la région, notamment le long de la vallée de la Tardoire.

FEUILLE D'ANGOULÊME ET DE JONZAC

PAR

M. A. DE GROSSOUVRE

Ingénieur en chef des Mines,
Attaché au service Central

Nous avons continué cette année l'exploration de ces feuilles et nous nous proposons de la poursuivre sans interruption jusqu'à complet achèvement. De ce côté les terrains n'ont subi que de faibles dérangements, mais les couches des divers étages crétacés ont été le plus souvent déposées dans des conditions analogues et présentent de très grandes ressemblances, de sorte qu'il faut les suivre avec la plus grande attention pour ne pas commettre d'erreurs sur les niveaux.

Nous n'avons d'ailleurs rien de particulier à signaler comme résultat de nos recherches : ces régions sont bien connues au point de vue général par les travaux de Coquand et de M. Arnaud et il ne reste qu'à appliquer sur le terrain les données déjà acquises.

M. Boissellier nous a écrit qu'il terminerait l'an prochain les contours des couches jurassiques de la feuille d'Angoulême.

Nous nous proposons néanmoins de revoir plus spécialement la partie orientale de leurs affleurements, afin d'étudier le prolongement vers le Sud-Est de la série jurassique, aujourd'hui à peu près bien définie à la hauteur de Niort et de la Rochelle, mais absolument inconnue ou plutôt, très inexactement connue, sur son prolongement le long de la bordure occidentale du plateau central, c'est-à-dire dans les feuilles de Confolens et de Rochechouart : c'est par là que se fait la jonction avec la série jurassique du Périgord étudiée par M. Mouret. Il s'agit donc de raccorder les couches du bord de l'Océan, dont la succession rappelle sensiblement celle de diverses parties du bassin de Paris, avec les assises complètement différentes que l'on rencontre au Sud et au Sud-Ouest du Limousin. Les seules données que l'on possède aujourd'hui sur cette région sont fournies par les travaux déjà anciens de Coquand. Or, de recherches faites il y a quatre ou cinq ans nous avons acquis la conviction que les conclusions de Coquand étaient erronées et qu'il avait commis des erreurs de la valeur d'un étage dans la détermination de ses diverses coupures. Il y a deux ans, nous avons commencé une première exploration pour suivre les variations de facies et nous sommes arrivé à quelques résultats nouveaux : il nous faudra poursuivre cette étude et la terminer avant la publication de la feuille d'Angoulême, car cette année, en parcourant la bordure de nos couches crétacées nous avons vu que dans l'angle Sud-Est de profondes modifications se sont déjà produites dans la constitution du Jurassique.

NOTE PRÉLIMINAIRE

SUR LES

TERRAINS TERTIAIRES DE L'ALBIGEOIS

PAR

M. G. VASSEUR
Professeur à la Faculté des Sciences de Marseille.
Avec la collaboration de MM. BLAYAC et RÉPELIN [1].

Considérés au point de vue de leur origine et des divers facies qu'ils présentent, les terrains tertiaires de l'Albigeois peuvent être répartis en deux zones, à l'exemple des formations éocènes et oligocènes des environs de Castres :

1° une zone littorale externe dessinant la bordure du massif ancien et principalement composée d'argiles à graviers et de sables plus ou moins grossiers ;

2° une zone littorale interne offrant des alternances de mollasses argilo-sableuses et de calcaires d'eau douce.

Ces sédiments constituent le prolongement vers le nord des dépôts lacustres du Castrais dont nous avons déjà indiqué l'âge et l'ordre de succession [2].

Les assises tertiaires que l'on rencontre à la fois dans les environs de Castres et d'Albi (feuilles 219 et 231 de la carte au 80.000^e), forment de bas en haut la série suivante :

Éocène moyen, partie supérieure.

1° Mollasses de Saïx et Lautrec.

Eocène supérieur.

2° Calcaire de Cuq et de Vielmur.

3° Mollasses de Blan.

Oligocène, (Sannoisien).

4° Calcaire du Mas Sainte-Puelles et de Saint-Paul Cap de Joux.

5° Mollasses de Puylaurens.

[1] M. Blayac a exploré la région comprise entre la vallée du Tarn au nord, le chemin de fer du Midi (Albi à Castres) à l'est et la limite méridionale de la feuille.
M. Répelin a tracé sur la bordure du bassin tertiaire, la limite des terrains anciens et des argiles à graviers.

[2] Bull. des Services de la Carte géologique, etc., n° 37, t. V.

6° Calcaire d'Albi à *Melania albigensis.*

Stampien.

7° Mollasses de Moulayres (mollasses de l'Agenais). Au nord de la vallée du Tarn (angle N.-O. de la feuille d'Albi), le calcaire à *Melania* est surmonté par des alternances de dépôts mollassiques et de calcaires d'eau douce où l'on observe de bas en haut :

6° Calcaire à *Melania albigensis.*

7° Mollasses de Sainte-Croix et de Bernac.

8° Calcaire de Cassagne et de Bernac.

9° Mollasses de La Bastide de Lévis.

Série des calcaires de Cordes.

10° Calcaire de la Crouzatié et de Taïx.

11° Mollasse de Durefort.

12° Calcaire de Noailles (Villeneuve, Castanet, Faissac).

13° Mollasses de Faissac.

14° Calcaire inférieur de Donnazac (plateau de Cardonnac).

15° Mollasses de Donnazac.

16° Calcaire supérieur de Donnazac (Les Foures, la Maureillie).

17° Mollasse.

18° et calcaire du Signal de La Salvetat.

Aux alentours de Cordes, les mollasses de Durefort et de Faissac sont remplacées par des sédiments calcaires, de sorte que des n°s 10 à 14 inclusivement, la série des couches n'est représentée que par une seule masse calcaire d'ailleurs assez puissante.

L'étude des diverses assises que nous venons d'énumérer nous a fourni les observations suivantes :

1° *La mollasse de Lautrec et de Saïx*, superposée à des argiles à graviers de la zone littorale, affleure sur une assez grande étendue dans les environs de Réalmont. La base de ce dépôt consiste en une argile rouge intimement liée à la formation détritique sous-jacente et surmontée d'une mollasse sableuse qui renferme des débris de vertébrés : *Lophiodon*, *Paleotherium*, *tortues*, *crocodiles* (environs de Réalmont et de Denat).

2° *Le calcaire de Cuq* généralement blanc et compact, parfois rosé et noduleux est un des horizons les plus fossilifères de la région *Limnea longiscata*, *Planorbis castrensis*, *Cyclostoma formosum* (variété de petite taille, rappelant le *C. mumia*), *Helix*, etc.

Il affleure à flanc de coteaux des deux côtés de la vallée du Dadou, ainsi que dans les buttes avoisinant Réalmont et les plateaux de Ronel et de Denat.

Au nord-est il s'amincit et passe latéralement à une argile rouge entre Fréjairolles et Denat (le Bès) et dans la vallée du Seux à 4 kilomètres au sud d'Albi.

3° *La mollasse de Blan* renferme auprès de Saint-Genest-de-Contest un poudingue à éléments impressionnés, formés de roches jurassiques, crétacées et nummulitiques des Pyrénées. Nous avons montré que cet intéressant dépôt constitue

extrémité d'une véritable apophyse du *poudingue de Palassou* qui s'est étendue asqu'au voisinage du Plateau central [1].

La même formation s'observe jusqu'au pied du tertre de Ronel, mais en ce oint les éléments du poudingue beaucoup plus réduits, ne dépassent guère un entimètre de diamètre.

4° *Le calcaire de Saint-Paul Cap de Joux* (calcaire du Mas-Sainte-Puelles), généalement noduleux, d'un blanc rosé, et dépourvu de fossiles, se montre dans les allées du Dadou et de l'Agros et dans les coteaux de la rive droite de l'Assou. l passe latéralement à la mollasse au nord-est d'une ligne menée par la butte le Ronel, Lamillarié et le Carla près Marsac (bords du Tarn).

Dans ce dernier endroit (pont de Marsac), l'horizon de Villeneuve-la-Comptal edevient fossilifère et nous a fourni en abondance la *Melania albigensis* et le *Melanopsis mansiana*.

5° *Le calcaire d'Albi à Melania albigensis* recouvert par les mollasses stampiennes (*mollasses de l'Agenais*) forme les plateaux qui s'étendent depuis la vallée lu Tarn, au nord, jusqu'à la limite méridionale de la feuille d'Albi. Les sommets les buttes de Ronel, de Fréjairolles, de Flozac et du Peyret, offrent à l'est les lerniers témoins de cette formation.

Sur la rive droite du Tarn, ce calcaire s'amincit vers le nord et passe à la nollasse dans les environs de la métairie du Roy et de Saint-Dalmaze (N.N.O. l'Albi).

Au sud de la vallée du Tarn, de nombreux gisements fossilifères se rencontrent à ce niveau ; ils renferment avec la *Melania albigensis*, *Limnea albigensis*, *Planorbis*, *Vivipara*, *Cyclostoma formosum*, *Helix*.

Enfin à la Pale, le même calcaire contient des restes de mammifères : *Acerotherium*, *Xiphodon ?*

6° *Le calcaire de Cassagne*, ordinairement marneux et blanc rosé, ne nous a offert jusqu'ici aucune trace de fossiles. Ce banc forme auprès de Marsac quelques plateaux situés sur la rive droite du Tarn. Il s'étend un peu plus au nord que le calcaire à mélanies et disparaît dans cette direction en passant à la mollasse, lans les environs de Blaye de Carmaux.

7° *Le calcaire inférieur de Cordes* ou *calcaire de la Crouzatié* constitue au nord-ouest d'Albi les plateaux de Cagnac et de Saint-Cernin.

Il s'abaisse régulièrement vers l'ouest jusqu'aux alluvions de la vallée du Tarn sous lesquelles il disparaît, au pied de la colline de Senouillac (Linardé).

La même assise affleure sur une grande étendue de chaque côté de la vallée de la Vère, et à partir de Mailhoc, elle se divise en deux bancs séparés par une argile rouge.

Ces deux niveaux offrent une remarquable continuité aux environs de Mailhoc et Saint-Cernin. La couche inférieure passe à la mollasse dans la colline de Blaye de Carmaux, tandis qu'au nord de cette localité et de là jusque dans les environs de Cordes, le banc supérieur se soude au calcaire de Noailles par suite

[1] Bull. des Services de la Carte géol., n° 37, t. V.

de la disparition de la mollasse intermédiaire, remplacée elle-même par le sédiment calcaire.

L'horizon de la Crouzatié renferme dans les hauteurs de la Castanet, de Laroque et de Lincarque, la faune caractérisque des calcaires de Cordes : *Helix corduensis, Planorbis cornu, Limnea albigensis*, etc.

Le calcaire de Noailles est l'assise la plus puissante de la série de Cordes ; c'est une roche généralement dure et à cassure franche, mais souvent gélive, qui alterne d'ailleurs avec des bancs marneux. Elle contient les mêmes fossiles que l'assise précédente et constitue la table des vastes plateaux qui s'étendent entre Bournazel, Monestier, Blaye de Carmaux, Taïx, le Signal de Saint-Cernin, Castanet et Senouillac.

Entre la Maurinié, le Réveillo et Cestayrol, le calcaire de ce niveau est remplacé par une mollasse argilo-sableuse qui passe à Cestayrol et au Théron à des couches de lignites riches en mollusques et en débris de vertébrés (*Anthracotherium, tortues, crocodiles*).

Ce faciès se prolonge un peu plus à l'est en une bande étroite vers le Pouget et Laroque.

8° *Les calcaires de Donnazac* se poursuivent depuis la limite occidentale de la feuille d'Albi jusqu'aux alentours de Virac, formant le sommet de toutes les hauteurs comprises entre les vallées de la Vère et du Cérou, mais ils ne se continuent pas à l'est sur les plateaux situés entre Taïx et Monestier.

De Donnazac à Virac, cet horizon se divise en deux bancs séparés par quelques mètres seulement d'une mollasse argilo-sableuse

Aux environs de Virac, la couche inférieure très fossilifère nous a fourni *Helix corduensis*, *Planorbis solidus* et *P. cornu*, *Limnea albigensis*.

9° *L'argile verdâtre* qui supporte au Signal de la Salvetat les derniers vestiges d'une assise calcaréo-marneuse sans fossiles, a été presque partout emportée par les érosions ; on ne l'observe plus qu'à l'état de petits lambeaux à 500 mètres au N.E. de Virac, entre cette localité et le château de Livers (cote 327) et enfin au N.O de Fourès, sur la route qui conduit de Cordes à Albi.

Bordure du bassin. — *Les argiles à graviers* qui constituent aux environs de Mazamet, l'équivalent du nummulitique de la Montagne Noire, ne paraissent pas se prolonger sur la feuille d'Albi.

Lorqu'on suit la bordure du bassin tertiaire à partir de Mazamet, en se dirigeant vers le nord, on voit d'abord le calcaire lacustre de Castres et du Causse de Labruguière, passer latéralement à la formation détritique littorale.

Plus au nord, le même faciès se continue dans les mollasses de Lautrec, au voisinage des terrains anciens, et c'est à l'ensemble de ces deux assises éocènes qu'il faut sans doute rapporter les sables et les argiles à graviers qui s'étendent depuis les environs de Réalmont (feuille d'Albi), jusqu'à la vallée du Tarn (Arthès).

Sur la rive droite de cette rivière et en avançant toujours vers le nord, on voit les graviers littoraux envahir progressivement les dépôts tertiaires de plus en plus récents. Les argiles à graviers qui affleurent au-dessous du calcaire à mé-

lanies dans les vallées situées entre Saint Cernin, Cagnac et Notre-Dame de la Drèche appartiennent en effet à l'éocène supérieur. Enfin dans les environs de Salles et de Monestiés, le même faciès se poursuit dans l'oligocène, atteignant en certains points la base du calcaire de Cordes (calcaire supérieur de Taïx).

Allure des couches. — Dans la partie méridionale de la feuille d'Albi (rive gauche du Dadou), les assises tertiaires que nous venons de décrire offrent un plongement assez accusé dans la direction de l'ouest, tandis que plus au nord, elles s'abaissent vers le sud-ouest.

Aux environs de Réalmont, ces formations se relèvent rapidement sur le promontoire que forment dans cette région, les terrains anciens ; c'est ainsi que le calcaire de Cuq, situé vers 200 mètres d'altitude aux environs de Gay et de Parafret, atteint 290 m. à Denat et 336 m. à Pendarié (N.-O. de Réalmont), pour redescendre ensuite à 261 m. à l'Ouest de Saint-Laurent et à 240 m. aux environs de Cuq (feuille de Castres).

A un kilomètre au nord-ouest de Ronel, le calcaire de Cuq est brisé par une faille orientée N. 13° E. ; cette cassure évidemment ancienne a dû rejouer après le dépôt des couches sannoisiennes.

Un accident non moins remarquable, se montre dans les environs de Noailles où le calcaire de Cordes dessine un anticlinal dont l'axe est dirigé N. 25° E. Ce bombement, qui passe par Lacalm et la Favayrié, est probablement en relation avec le brusque relèvement des terrains primaires, que l'on observe sur la rive gauche du Cérou, entre Fauch et Campes, et au nord de cette rivière, dans les hauteurs de Saint-Marcel et Laparrouquial.

En résumé, nos observations relatives aux terrains tertiaires de la feuille d'Albi, établissent :

1° la transgressivité des dépôts oligocènes sur les formations éocènes, dans la partie septentrionale du bassin ;

2° l'extension des poudingues pyrénéens (*poudingues de Palassou*) jusque dans les environs de Réalmont, à 12 kilomètres au S.-E. d'Albi ;

3° la continuité du faciès littoral à travers les diverses assises tertiaires, sur la bordure du massif ancien ;

4° la disparition vers le nord, des deux horizons calcaires de Cuq et du Mas Sainte-Puelles, qui sont remplacés, dans cette direction par des sédiments mollassiques ;

5° l'extension des calcaires de Cordes au delà de la limite septentrionale du calcaire à mélanies ;

6° et enfin la constitution de la série oligocène (stampienne) de Cordes, représentée dans les environs de cette localité par une puissante masse de calcaire d'eau douce. Nous avons vu que les différents niveaux dont se compose cette assise, se séparent au sud-ouest en perdant peu à peu de leur épaisseur, pour s'intercaler dans les formations argilo-sableuses situées dans le prolongement des mollasses de l'Agenais.

Au point de vue paléontologique, nos études permettront de fixer définitivement l'âge d'un certain nombre de gisements de vertébrés dont nous aurons oc-

casion de nous occuper spécialement dans une prochaine publication ; ell trent en outre, que la *Melania albigensis*, longtemps considérée comme ex ment caractéristique du calcaire d'Albi, a été contemporaine de la faut marquable du calcaire du Mas-Sainte-Puelles. La même variété de C *formosum* se rencontre d'ailleurs dans ces deux assises qui offrent ainsi nités paléontologiques incontestables.

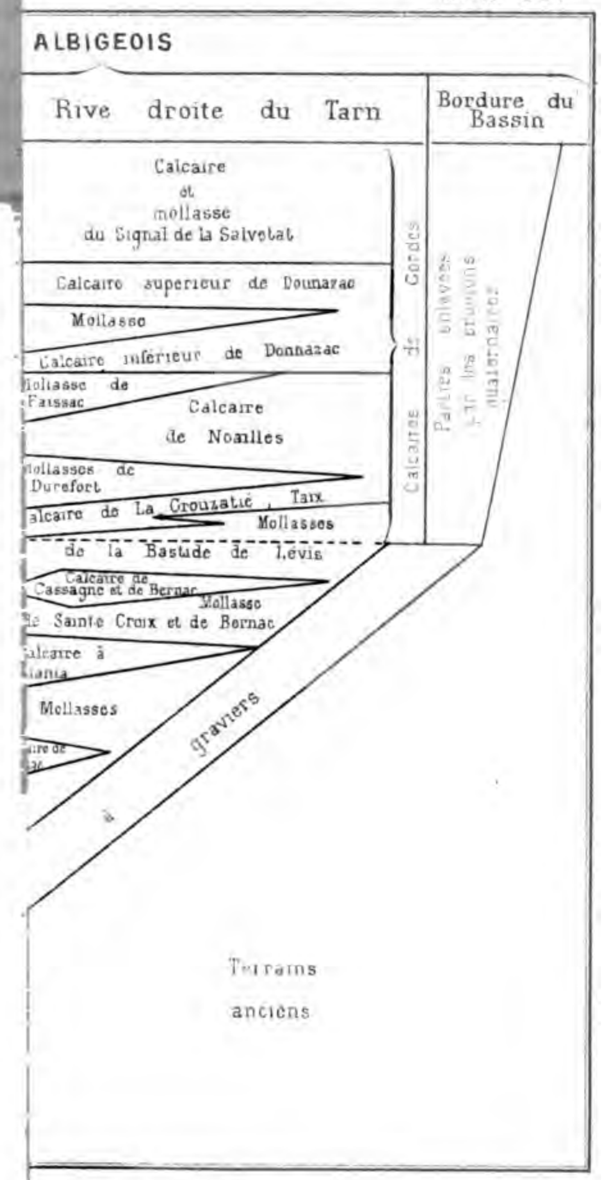
Ces observations ne font donc que justifier l'attribution à l'oligocène i des couches à faune paléothérienne du Mas.

Nous étions arrivés du reste aux mêmes conclusions en montrant *marnes à anomies* et à *Corbula biangula*, Dollf. du bassin de la Gironde, qu tuent l'équivalent des argiles noires de Rauville la Place (Moulin Cafré), latéralement aux calcaires lacustres du tertre de Fronzac et des Ond Fumel, dont la faune est identique à celle du Mas Sainte-Puelles et de Vil la-Comptal.

Le tableau suivant résume ces observations.

d-ouest de la France

Bull. 38.



AUTO-IMP. L. COURTIER. PARIS.

BASSIN DU RHONE

FEUILLE DE VALENCE

PAR

M. Ch. DEPÉRET
Professeur à la Faculté des Sciences de Lyon
Collaborateur principal.

L'exploration des terrains tertiaires et quaternaires a présenté les principaux résultats suivants :

L'*Oligocène* forme vers l'Est, au pied de la chaîne crétacée de Raye, une bordure presque continue, qui est régulière et à couches peu inclinées dans la partie sud de la bande entre la Rochette et le hameau des Pialous; plus au Nord cette bande s'étire, devient incomplète et même discontinue à partir de la tour de Barcelonne. L'Oligocène de cette partie Nord de la bordure est comme écrasé entre l'Urgonien et la Mollasse marine et n'apparaît plus que par lambeaux.

La base de l'Oligocène est constituée, comme au pied du Leberon, par un conglomérat puissant, à éléments peu roulés et volumineux de calcaire urgonien, de silex crétacés, etc. Ce conglomérat, *base du groupe d'Aix de Fontannes*, repose en général sur l'Urgonien, dont il est parfois difficile à distinguer sans une très grande attention et forme une barre saillante qui a l'allure et les formes des rochers urgoniens. C'est un véritable conglomérat de falaise qui *dénote une discordance remarquable préoligocène* et implique un relief crétacé antérieur à sa formation.

De l'autre côté du Rhône, sur la bordure du Plateau Central, on trouve, un peu au nord de Charmes, appliqué sur le Jurassique, un lambeau de conglomérat oligocène très grossier, mais qui appartient très probablement à un horizon plus élevé que celui de la rive gauche, car on y trouve des *Helix* du groupe *Ramondi* (Aquitanien).

La présence de ces conglomérats littoraux oligocènes sur la bordure Est et

Ouest de la vallée du Rhône est des plus intéressantes parce qu'elle nous démontre l'existence, dès l'Oligocène, d'une grande dépression synclinale, tout à fait semblable par sa largeur à la vallée actuelle du Rhône. M. Delafond et moi-même avons observé des faits entièrement comparables dans la vallée de la Saône.

La composition de l'Oligocène de la rive gauche est tout à fait semblable à celui du bassin de Crest et comprend de bas en haut : 1. Conglomérat de base. — 2. Marnes à *Cyrena semistriata.* — 3. Grès schistoïde à empreintes végétales. — 4. Marnes et calcaires blancs à Limnées. — 5. Marnes versicolores. — 6. Calcaires à *Helix Ramondi* et marnes ligniteuses à *Melanopsis Hericarti.*

Le *Miocène* est très incomplet sur la feuille de Valence. Le 1er étage méditerranéen (Burdigalien) n'apparaît que sous forme de lambeaux interrompus au-dessus de l'Aquitanien de la rive gauche et consiste en une mollasse dure peu épaisse à *Pecten rotundatus, Pecten Tournali, Ostrea granensis.*

Au-dessus viennent des grès grossiers à *Ostrea crassissima* et *gingensis* qui s'appuient presque tout le long de la bordure sur le calcaire Aquitanien. Ils sont surmontés par des grès plus fins, calcaires, à Bryozoaires et *Pecten Gentoni*, peu épais, et sur lesquels repose la puissante masse de la mollasse sableuse à *Terebratulina calathiscus*, très peu fossilifère dans la région. Il est du reste certain, par la comparaison avec le Dauphiné septentrional, que ces sables à Térébratulines représentent le 2e étage méditerranéen, sans qu'il soit possible de distinguer l'Helvétien du Tortonien dans ce faciès exclusivement sableux.

Le miocène supérieur (Pontique) est réduit à quelques lambeaux conservés dans le centre du synclinal miocène et dont le plus important est celui de Montvendre ; il comprend à la base des marnes ligniteuses à *Hipparion gracile, Sus major, Castor Jægeri* (Chabeuil), surmontées par les sables à *Unio flabellatus* de Montvendre.

Le *pliocène marin* comprend un grand nombre de lambeaux disséminés et difficiles à découvrir au milieu de la mollasse sableuse ou sous les alluvions. Un fait important à signaler est le passage, établi par une série de lambeaux, d'un fiord pliocène derrière le massif de Crussol. Ce fiord qui allait de St-Péray à Charmes isolait ce dernier massif sous forme d'une île allongée et étroite. A l'époque du pliocène supérieur, un bras du Rhône a emprunté le même passage, comme cela est bien établi par la traînée de galets alpins que l'on peut y suivre presque sans interruption.

Les phénomènes de terrasses fluviatiles et de creusement de la vallée du Rhône sont des plus intéressants sur la feuille de Valence.

Les plus hauts niveaux de galets alpins du pliocène supérieur s'observent à la hauteur de 380 mètres sur le sommet du massif de micaschistes de Tain, à plus de 260 mètres au-dessus du Rhône actuel. Leur âge pliocène supérieur est attesté par leur superposition à *un lambeau de marnes d'Hauterive à faciès de calcaire lacustre* (Larnage).

On peut suivre ensuite toute une série de terrasses pliocènes à niveaux décroissants jusqu'à l'altitude de 190 mètres terrasse au-dessus de St-Marcel-lès-

Valence, de St-Ruff, etc.) ; par l'état d'altération des roches qui la constituent, cette terrasse est encore certainement pliocène. On voit que l'*importance du creusement pliocène supérieur dans la vallée du Rhône n'est pas inférieure à 190 mètres.*

Enfin il existe à des niveaux encore inférieurs deux magnifiques terrasses quaternaires : *celle du séminaire de Valence* à la cote de 140-150 (40-50 mètres au-dessus du Rhône) et celle qui porte la ville de Valence à 125 m. (20-25 m. au-dessus du thalweg actuel).

Je ne puis terminer sans avoir le plaisir de dire qu'une bonne partie des observations résumées ci-dessus a été faite en compagnie et avec la collaboration de M. G. Sayn, collaborateur auxiliaire au Service de la Carte géologique.

BASSIN TERTIAIRE D'ALAIS

PAR

M. G. FABRE
Inspecteur des Forêts,
Collaborateur adjoint.

Bassin tertiaire lacustre d'Alais

Le massif néocomien des montagnes du *Serre de Bouquet* et le vaste bassin lacustre d'Alais sont des régions jusqu'ici fort peu étudiées.

Les travaux déjà anciens d'E. Dumas (1845) n'avaient donné aucune indication utilisable pour la distinction des assises si complexes du terrain tertiaire lacustre ; rien n'avait été fait depuis lors [1] et la question de délimitation des étages restait entière quand nous l'avons abordée en 1880.

De 1880 à 1885 nous avons relevé une série de coupes isolées que nous avons montré sur le terrain à notre regretté ami Fontannes et qu'il a hâtivement publiées ; mais dans ses visites nécessairement assez rapides, il ne put les relier entre elles ni reconnaître la continuité des horizons, continuité masquée par des changements incessants de faciès et interrompue par des failles. Aussi sa classification de 1885 [2] n'aborde pas franchement la subdivision en sous-étages ; elle laisse dans l'indécision l'âge des couches inférieures du bassin et elle place encore l'horizon à Mélanoides Albigensis dans le Ligurien.

Poursuivant en 1888 l'étude du Mélanoides Albigensis et de ses variétés [3], nous avons reconnu la parfaite netteté de cet horizon paléontologique et son extension dans le haut bassin en superposition constante à un grès à végétaux (flore ton-

[1] Sauf une courte note de M. Parran (*Bull. Soc. géol. France*, t. XII, p. 131).
[2] Le groupe d'Aix, p. 175.
[3] Voyez *Bull. Soc. géol. France*, t. XVIII, 1890, p. 401.

grienne de Célas). Simultanément la découverte d'un calcaire grumeleux avec *Planorbis Leymeriei* à Navacelles fixait l'âge Bartonien d'une partie de la base du système lacustre.

Aujourd'hui il est possible de résumer la succession des sous-étages et de les classer au moins provisoirement dans le tableau suivant :

N°s	Epaisseurs en mètres	Sous-étages	Fossiles principaux	Composition minéralogique	Etages
10	30—10	Marnes de Boujac.	Cyclostoma antiquum. Hélix eurabdota. Planorbis cornu.	Marnes.	Aquitanien
9	150—200	Poudingues d'Alais.	Sabal major. Cyclostoma antiquum. Anthracotherium.	Argiles pyriteuses. Calcaires blancs grumeleux. Marnes sableuses et grès à ciment calcaire.	Tongrien.
8	4—20	Calcaire de Martignargues.	Limnœa cf.-longiscata. Vivipara soricinensis. Striatella barjacensis. Mélanoides albigensis. Mélanopsis acrolepta. Cyrena semistriata.	Pierres à bâtir. Lignites de Célas.	Infra-tongrien.
7	10—30	Grès de Célas	Flore très riche. Doliostrobus sternbergii (rare).	Sables plus ou moins marneux. Grès siliceux. Nodules pyriteux.	
6	20—30	Calcaire de Monteils.	Cyrena johannisensis. Insectes. — Poissons. Doliostrobus sternbergii (commun).	Marnes fissiles blanches. Calcaires marneux.	Sextien (Ligurien Mayer).
5	5—10	Marnes de Saint-Hippolyte	0	Lits de cargneules.	
4	0.30	Calcaire de Vézénobres.	Cyrena Dumasi. Potamides aporoschema. Limnœa longiscata (type). Faune de mammifères de la Debruge.	Calcaires compactes siliceux. Marnes très blanches. Calcaires feuilletés.	
3	10—50	Marnes des Plans.	0	Marnes jaunes. Poudingues et grès marneux.	Bartonien.
2	1—3	Calcaire de Navacelles.	Planorbis Leymeriei ? Limnœa Michelini ?	Calcaires gris marneux.	
1	10—30	Sables d'Euzet.	0	Sables rutilants et poudingues.	Parisien ?

Le bord S.-E. du bassin tertiaire est adossé à un grand massif montagneux d'âge néocomien appelé Serre de Bouquet, garrigues d'Euzet (etc.) Ce massif est affecté par des ridements à large courbure qui y dessinent une série d'anticlinaux et de synclinaux dirigés de l'O. à l'E., savoir :

1° Synclinal de Barjac à St-Privat-de-Champclos et Issirac ;
2° Anticlinal de St-Jean-de-Maruejols à Méjeannes-le-Clap ;
3° Synclinal d'Allègre ;
4° Anticlinal du ruisseau d'Argensol à Lussan ;
5° Synclinal de Brouzet et de la Plaine des Plans ;
6° Anticlinal de Mons à Vacquières ;
7° Synclinal de la vallée de la Droude ;

Les dépôts tertiaires buttent par une faille N.-N.-E. contre les anticlinaux Nos 2, 4 et 6, ils pénètrent sous forme de golfes dans les synclinaux 1, 5 et 7 au fond desquels il subsiste encore des lambeaux de terrain crétacé supérieur. Ces grands ridements crétacés ne sont d'ailleurs que l'extension occidentale sur la feuille d'Alais d'un régime de plis E.-O. qui affecte le terrain crétacé du bas Languedoc dans l'Ardèche et le Gard.

ÉTUDE SUR LES TERRAINS JURASSIQUES

LES ENVIRONS DE VALENCE ET DE LA VOULTE

PAR

M. MUNIER-CHALMAS
Professeur à la Faculté des Sciences de Paris
Collaborateur principal.

La montagne de Crussol forme un anticlinal jurassique dont le versant ouest vient buter par faille contre les massifs granitiques des environs.

Cette région qui a été si souvent explorée et étudiée en détail, depuis Oppel et Dumortier, est encore très imparfaitement connue au point de vue tectonique.

Les importantes collections paléontologiques recueillies depuis de longues années par M. Huguenin, qui les a mises si complaisamment à la disposition de tous ceux qui ont étudié la région, ont été le point de départ de nombreux travaux stratigraphiques. J'ai eu moi-même recours à l'obligeance de M. Huguenin, pour faire avec lui des courses communes dans les gisements fossilifères qu'il a explorés avec tant de soin.

Accidents stratigraphiques

La partie sud de la montagne de Crussol montre très nettement l'existence de plusieurs grandes failles parallèles, ayant une direction générale Nord-Sud. Elles ont déterminé la formation d'un abrupt composé de bancs d'arkoses que l'on considère comme triasiques.

Parallèlement à cette ligne de front, d'autres failles situées plus en avant et épousant la même direction, mais en grande partie recouvertes par les dépôts tertiaires, ont amené en ce point, par suite d'effondrement et d'érosion, la formation de la vallée du Rhône.

En montant le chemin du Val d'Enfer, on voit à droite un escarpement vertical qui montre deux failles principales délimitant très nettement trois lambeaux de terrains secondaires. Celui du centre, qui est surélevé par rapport aux deux autres, est constitué par des arkoses triasiques. Le premier lambeau, le plus externe de toute la colline, est formé à sa base par les arkoses (etc.), qui supportent des roches schisteuses assez puissantes, dans lesquelles j'ai trouvé des empreintes cubiques de sel gemme. Ces assises, dont la partie supérieure a été enlevée par érosion, et que je rapporte provisoirement à l'Infralias, viennent s'appuyer par faille contre les assises triasiques du lambeau moyen. A quelques mètres de là, de l'autre coté du lambeau moyen, la deuxième faille met en contact le Bajocien et le Bathonien avec ces mêmes assises triasiques ; mais avec cette différence essentielle *que le Bajocien paraît reposer en concordance parfaite sur les couches triasiques qui sont au-dessous*. En étudiant avec soin les surfaces de contact de ces deux formations, on retrouve, entre le Bajocien et le Trias, de petits lambeaux étirés et froissés des roches schisteuses infraliasiques qui sont si bien représentées de l'autre côté du lambeau moyen. Il s'est produit là et sur d'autres points, que je ne puis étudier ici, des actions de recouvrement très énergiques qui ont amené, par suite de refoulement, la suppression de l'Infralias et du Lias.

Les autres failles parallèles que l'on rencontre à l'ouest des précédentes intéressent surtout le Bathonien et le Jurassique supérieur.

Aux environs de La Voulte, on se trouve en présence d'un second système de grandes failles qui viennent rencontrer ou couper plus ou moins obliquement les premières failles dont j'ai parlé. Ces dernières, qui sont parallèles à la direction générale de la vallée du Rhône, se continuent encore au-delà de La Voulte, dans la direction du Pouzin, et jalonnent les lambeaux de terrain jurassique supérieur qui bordent la rive droite de la vallée du Rhône.

Les failles du second système partent de La Voulte pour gagner la direction de Privas. La plus importante d'entre elles met en contact une bande relativement étroite d'Arkose [1] triasique, avec des schistes cristallins micacés et séríciteux qui sont restés sensiblement horizontaux.

[1] Ces arkoses qui ne renferment pas de fossiles, ont été considérées comme triasiques par les géologues qui se sont occupés de cette région.

Une seconde faille parallèle à la première fait buter,à l'ouest de La Voulte, les couches calloviennes à *Macrocephalites macrocephalus* contre la bande d'Arkose triasique ; cependant il existe, pincés entre ces deux formations, des fragments ou de petits lambeaux de calcaire à *Rhynchonella Voltensis* Oppel, appartenant au Bathonien inférieur.

En remontant du côté de Celles-les-Bains, on voit successivement apparaître entre le Callovien et les Arkoses, par suite de la direction oblique qu'affectent les lignes d'affleurement des couches jurassiques par rapport aux lignes de failles, le Bathonien supérieur à *Perisphinctes* du groupe du *P. Martiusii* et *Lytoceras tripartitum* ; mais le Bajocien moyen et inférieur, le Lias et l'Infralias n'apparaissent pas.

Les schistes séricíteux et micacés dont j'ai parlé, et sur lesquels j'insiste d'une manière toute particulière, paraissent jouer un rôle très important dans la constitution géologique d'une partie des Cévennes. Ils se retrouvent du reste sur de nombreux points avec les mêmes caractères.

Ils sont souvent *horizontaux* et *non plissés* ; leurs feuillets parfois très réguliers et plans alternent avec de petits lits de quartzite. Ils ont servi sur certains points, comme on va le voir, de falaises aux mers triasiques et jurassiques.

Les couches triasiques des environs de Celles-les-Bains renferment *quelques fragments de ces schistes cristallins* ; on rencontre encore de *très nombreux morceaux anguleux* de ces mêmes schistes dans les calcaires compacts qui sont à la limite supérieure du Bajocien. Les calcaires schisteux et marneux du Bathonien, qui ont plus de 300 mètres de puissance, *en contiennent aussi*, mais plus rarement ; j'ai rencontré les *plus récents* dans les couches du Callovien supérieur à *Cardioceras Lamberti*.

Il résulte de ces faits que dans un même lieu et sur une hauteur verticale de plus de 400 mètres, on trouve des *fragments anguleux* de schistes séricíteux et micacés provenant des couches cristallophylliennes qui sont dans le voisinage immédiat. Il me paraît logique d'en conclure que, sur ce point, le bord du Plateau central présentait des falaises presque verticales qui servaient de rivage aux mers triasiques et jurassiques. Ces falaises, selon toute probabilité, ont été déterminées par des failles post-permiennes qui étaient situées, sinon sur le même emplacement que les failles post-secondaires, du moins sur un emplacement très voisin.

Dans les environs de Privas, les dépôts triasiques et jurassiques sont assez bien développés et à peu près continus. Cependant l'étude stratigraphique de différentes localités paraît indiquer qu'il y aurait eu, entre le Trias et le Bajocien, différents mouvements locaux suivis peut-être d'accidents orographiques également localisés. Cette étude m'a également conduit à admettre que les terrains triasiques et jurassiques formaient sur le bord du Plateau central, entre Privas et Valence, une ceinture assez régulière et que c'est par suite de failles, de refoulement ou de rejet en profondeur, que plusieurs termes soit du Trias, soit du terrain jurassique inférieur ou moyen peuvent manquer.

Les accidents tectoniques des environs de Valence se comportent *à priori*

comme si des pressions partant des Alpes s'étaient propagées successivement jusque dans le Plateau central, en déterminant la formation de rides parallèles; mais en réalité cette interprétation n'est qu'une image qui permet de désigner, sous un même nom, des plis parallèles appartenant à un même système.

Les anciens plis paléozoïques du Plateau central, d'après les connaissances actuelles, semblent être restés inactifs depuis la fin de l'époque primaire, ou bien se comportent comme si leur mouvement propre pouvait être considéré comme négligeable. Au contraire les plis alpins, qui croisent en général ces derniers, mais qui dans certains cas peuvent leur devenir parallèles, ont continué, jusqu'à la fin des terrains tertiaires, à se faire sentir soit sur le bord du Plateau central, soit dans son intérieur. Il s'est formé ainsi, et successivement, de nouveaux synclinaux qui croisent plus ou moins obliquement les plis paléozoïques dont la convexité est dirigée vers le sud ; c'est surtout pendant la période secondaire et tertiaire que les plis alpins se sont manifestés avec la plus grande intensité. M. Michel Lévy est le premier qui ait mis en évidence d'une manière très nette, soit dans son mémoire sur la constitution du Mont Blanc [1], soit dans sa note sur les régions volcaniques d'Auvergne [2], l'existence de grands plis alpins qui affectent le Plateau central.

Les accidents tectoniques des environs de La Voulte et de Privas, sur lesquels je reviendrai prochainement, semblent se raccorder, par les Corbières, aux plis secondaires du versant nord des Pyrénées orientales.

FEUILLE DU VIGAN

PAR

M. A. TORCAPEL
Collaborateur adjoint.

Voir le Bulletin N° 39 qui est sous presse.

---

[1] Michel Lévy. *Etude sur les roches cristallines et éruptives des environs du Mont Blanc. Bull. Serv. Cart. géol. de France*, 1890, n° 6.
[2] *Bull. Soc. géol. de France*, 1880, 3e série, t. XVIII, p. 692.

PYRÉNÉES

FEUILLES DE BAGNÈRES ET DE LUZ

PAR

M. J. CARALP

Professeur adjoint à la Faculté des Sciences de Toulouse,
Collaborateur adjoint.

Au cours de l'année 1893, M. Caralp a continué l'exploration de la feuille de Bagnères et de celle de Luz en s'attachant spécialement au *Dévonien* et surtout au *Permo-Carbonifère* dont l'importance avait été généralement méconnue.

Voici les principaux résultats de ses recherches :

1° Les schistes à Néréites de Bourg-d'Oueil qu'on avait attribués d'abord au Silurien moyen, puis au Dévonien, se trouvent à la base du Carbonifère ; au Carbonifère également appartiennent les schistes dits « à Oldhamia » de Jurvielle et de l'Antenac.

2° Les griottes et les autres calcaires amygdalins (vert de Campan, etc.) se montrent à deux niveaux distincts : tantôt (comme dans l'Hérault) dans le Dévonien supérieur, par exemple à Irazein, à Riverenert et sur divers points de la bande paléozoïque comprise entre Foix et St-Girons ; tantôt, (comme dans les Asturies d'après M. Barrois), dans la partie moyenne du Carbonifère, notamment à Cierp et à Campan (carrière de l'Espiadet) ; sur ce dernier point les relations sont des plus nettes : le marbre, en effet, est placé entre les schistes carbonifères d'Arreau, horizon de Larbont, et les grès houillers à Calamites, sur le prolongement même du calcaire à Productus d'Ardengost et d'Aspin qui a été attribué au Carbonifère moyen.

3° Bien qu'habituels dans ces deux niveaux, les marbres n'y sont pas constants ; ils constituent apparemment des sortes de dépôts lenticulaires au sein d'une formation calcaire grise ou noirâtre dénuée de vives colorations.

4° La coloration de ces marbres serait purement accidentelle ; vu la présence du manganèse et du fer dans ces roches, il est assez plausible de croire qu'elle est liée à la venue de sources bicarbonatées ferro-manganésiennes qui en même temps qu'elles déposaient dans les assises dévoniennes et carbonifères des amas métalliques, leur donnaient les principes qui les colorent. (Voir Le Manganèse des Pyrénées : *Mém. de l'Ac. des Sc. de Toulouse*, 1893).

5° En suivant de proche en proche les assises, on s'aperçoit qu'elles changent fréquemment de composition et de texture surtout au voisinage des filons de quartz : les schistes noirs deviennent des lydiennes, les grès des quartzites, les calcaires prennent une texture cristalline. Ces transformations latérales qui tendent à accentuer le caractère paléozoïques de ces roches, sont des plus communes dans la région limitrophe de la Haute-Garonne et des Hautes-Pyrénées ; elles compliquent singulièrement la géologie de ces massifs montagneux et nous expliquent qu'on ait pris pour du Cambrien les dalles calcaires du lac de Bordères et les grès quartzeux du Mouné qui relèvent du carbonifère.

6° Le terrain houiller que M. Caralp avait signalé dans la vallée d'Aure (C. R. 28 mars 1892) a été retrouvé par lui en divers autres points du versant français, dans la vallée de Campan, au Mouné de Luchon, dans la Barousse, la haute Bellongue et la zone ancienne située entre Foix et St-Girons où cet horizon a été souvent confondu avec celui des schistes de Larbont, c'est-à-dire avec le carbonifère inférieur.

7° Dans la partie supérieure du houiller, il avait découvert une intéressante intercalation de fossiles marins avec lits de végétaux paraissant se rapporter au Permien inférieur (B. S. G., 20 mars 1893). Depuis il a recueilli dans diverses parties de la chaîne de nouveaux fossiles qui permettront des déterminations plus précises.

8° Le Permo-Carbonifère acquiert une importance exceptionnelle dans certaines vallées, notamment dans la vallée d'Aure où, à la faveur de plissements multipliés, il affleure sur une largeur de 7 à 8 kilomètres, occupant presque à lui seul l'espace compris entre le Mouné d'Aspin et l'Arbizon.

M. Caralp a étudié en même temps l'*allure des couches* et a reconnu divers plis longitudinaux et transverses :

1° Il signale en particulier le synclinal permo-carbonifère de l'Antenac et du Mouné de Luchon qui explique la présence du grès rouge permien et du poudingue triasique dans la Bareille au voisinage du granite de Bordères.

2° Il a continué l'étude du synclinal de St-Béat dont il avait annoncé l'existence (C. R. 28 mars 1892) ; à Sarrancolin, sur la rive gauche de la Neste, ce pli qui a pour substratum au Sud les conglomérats permiens, au Nord les schistes siluriens, renferme, s'emboîtant successivement : 1° le trias, avec ophite ; 2° le calcaire marmoréen, horizon du calcaire de St-Béat ; 3° le lias moyen fossilifère ; 4° les dolomies de l'oolite ; 5° le calcaire néocomien, celui-ci occupant le centre du pli et la partie culminante de la montagne.

3° Il a constaté dans le massif du Gar et de Cagire divers anticlinaux obliques les uns par rapport aux autres.

Au cours de ses recherches, M. Caralp est arrivé à d'autres résultats qu'il se borne à énoncer :

1° Le granite de Bordères est postérieur au calcaire carbonifère et antérieur au Permien ; celui de Bordes qu'il avait dès longtemps indiqué comme post-dévonien est probablement de la même époque ; aussi celui qui forme la masse du Néouvielle.

2° Le calcaire dit « Dalle cambrienne » appartient dans les Pyrénées centrales à divers niveaux : au silurien moyen, au dévonien inférieur, au carbonifère (Lac de Bordères), parfois même au jurassique.

3° Les ophites des Pyrénées centrales dont il a vu nombre de gisements, lui paraissent, quelles que soient leurs associations, avoir fait éruption pendant le Trias ou tout au plus au début de l'époque liasique. Ses observations de 1893, n'ont fait que le confirmer dans cette manière de voir, à laquelle il est resté toujours fidèle ainsi qu'en font foi ses divers mémoires et ses rapports annuels à la Direction de la carte géologique.

FEUILLES DE FOIX ET DE BAGNÈRES-DE-LUCHON

PAR

M. L. CAREZ

Docteur ès-sciences,
Collaborateur principal.

Les courses que j'ai faites en 1893 ont porté sur les feuilles de Foix, de Bagnères-de-Luchon et de Saint Gaudens.

Feuille de Foix. — Les explorations du Secondaire de la feuille de Foix étant maintenant très avancées, mes courses de cette année avaient pour but de combler un certain nombre de lacunes qui existaient encore dans les contours de la bande septentrionale, et d'étudier à nouveau certains points difficiles.

J'ai d'abord examiné le contact du Gault et du Jurassique au Sud de Fougax et de Monségur. On sait qu'en remontant la vallée de l'Hers à partir de Bélesta, on rencontre, à peu de distance de cette ville, le Gault qui se poursuit ensuite sur une étendue considérable, en couches presque verticales ; c'est seulement vers la Font de Lasqueille, que l'on voit apparaître des calcaires jaunes ou gris, à cassure conchoïde, qui rappellent tout à fait le Lias et que je n'hésite pas à rapporter à cet étage, bien qu'ils n'aient jamais fourni, à ma connaissance, aucun fossile. Ils se continuent fort loin dans la direction de Belcaire.

Il se présentait là deux faits anormaux : l'épaisseur inusitée du Gault et la forme irrégulière et sinueuse de la ligne de contact du Lias et du Gault. J'avais déjà, dans le compte-rendu de la réunion de la Société géologique dans les Corbières, émis l'hypothèse que la présence de lambeaux calcaires dans la plaine d'Espezel, était due à un de ces phénomènes de renversement dont les études récentes démontrent la grande fréquence dans les Pyrénées : mes dernières courses ont confirmé mes prévisions.

En effet, au col du sentier qui va de Monségur à Font de Lasqueille, on peut voir très nettement la superposition du Lias sur le Gault ; au contact des deux formations, on constate, sur une épaisseur de plusieurs mètres, l'existence d'une zone de froissement où les couches sont brisées et réduites en fragments assez volumineux.

Il n'y a donc plus de doute quant à l'existence du recouvrement du Gault par le Lias au Sud de Monségur et de Fougax ; l'épaisseur considérable du Gault s'explique par ce fait que cet étage se trouve replié sur lui-même.

Si l'on se reporte à mes études sur la feuille de Quillan, on verra que l'accident dont je viens de parler est de première importance : le recouvrement de Font de Lasqueille est en effet le prolongement de celui du Pic d'En Malo, des gorges de Saint-Georges et de Labeau.

Un autre point qui attire depuis longtemps l'attention, est la situation, paraissant anormale, des Hippurites de Benaix-Villeneuve d'Olmes. En cette dernière localité, les calcaires à Hippurites visibles auprès du pont, sont inclinés au Sud et recouverts en concordance par des marnes bleues qui se poursuivent fort loin. Elles sont surmontées elles-mêmes par des marnes à *Micraster brevis*, puis viennent des calcaires à Rudistes indéterminables et des marnes assez semblables à celles du Sénonien, mais qui renferment par places des fossiles certainement cénomaniens, et enfin le Gault et l'Urgonien.

Bien que le renversement soit évident à mon avis, il a été vivement contesté à plusieurs reprises, et le principal argument mis en avant pour combattre cette opinion, est la position des Hippurites de Villeneuve-d'Olmes, qui se montrent avec la valve operculaire en haut, dans la position où elles ont vécu ; la couche qui les contient ne serait donc pas renversée.

Quoi qu'il en soit de ce point spécial, dont je m'occuperai lorsque mes déterminations seront terminées, il n'est pas douteux pour moi que la succession ne soit continue et renversée entre Monségur, ou tout au moins Serre-Longue, et Benaix ; il n'existe dans ce parcours aucune faille, et les couches à Hippurites de Benaix-Villeneuve d'Olmes appartiennent au Sénonien supérieur.

Je rappellerai d'ailleurs que l'étude paléontologique de ces Hippurites, faite par M. Douvillé, conduit à considérer les couches de Benaix-Leychert comme plus récentes que celles de la Montagne des Cornes ; les espèces n'ont aucun rapport avec celles du Turonien.

Feuille de Bagnères-de-Luchon. — J'ai étudié sur cette feuille les environs de Saint-Girons d'une part, la région de St-Béat et de Mauléon-Barousse d'autre part.

Dans la première partie, j'avais d'abord à rechercher si les roches granitiques traversent le Jurassique, comme M. Caralp l'a signalé sur ses minutes, et je suis arrivé à cette conclusion que, si les affleurements granitiques sont fort nombreux dans les schistes primaires, je n'ai jamais vu aucun point où ces roches soient même en contact avec le Jurassique. Il ne m'est pas possible, en effet, de rapporter à ce système les schistes d'Alos et d'Engomer qui n'ont aucun des caractères habituels de ces assises, tandis qu'ils rappellent le Primaire inférieur de toute cette zone.

Je n'ai pas encore visité la région située à l'Ouest de Castillon, mais les couches de cette partie étant le prolongement de celles d'Alos-Engomer, il me paraît dès à présent très probable qu'elles ne se rapportent pas plus que les premières au Lias moyen.

Comme j'ai prouvé précédemment que les faits signalés dans les Pyrénées-Orientales pour démontrer l'âge post-crétacé du granite, pouvaient être expliqués

d'une façon toute différente, il n'y a plus aucune raison de supposer que l'éruption du granite soit, dans les Pyrénées, d'âge jurassique ou crétacé.

Depuis que j'ai signalé en 1889 le pli couché de Bugarach, un certain nombre d'accidents semblables ont été reconnus sur le versant Nord des Pyrénées, mais jusqu'à présent, on n'en avait indiqué que sur les feuilles de Quillan et de Foix. Or les premières courses que j'ai faites sur la feuille de Bagnères, m'ont montré que des renversements importants y existaient également.

Si, en effet, on quitte la vallée du Salat à trois kilomètres environ au Sud de Saint-Girons pour se diriger au S.-O., on rencontre successivement le Trias, le Lias inférieur, le Lias moyen, la Dolomie jurassique, l'Urgonien et le Gault, en superposition normale et plongeant fortement au S.-O. Le Gault occupe une partie déprimée où est bâti le hameau de Montfaucon ; si de cette vallée, on veut continuer à s'avancer dans la même direction, il faut gravir le Tuc de Sugnède qui s'élève presque à pic de plus de 600 mètres, et montre successivement de bas en haut, le Gault, l'Urgonien et la Dolomie jurassique. Cette dernière constitue le sommet et est recouverte sur le versant Sud de la montagne par le Lias moyen et le Lias inférieur ; le Primaire enfin apparaît dans la vallée qui va d'Alos à Luzenac. Il y a donc là le pli couché le mieux caractérisé, avec renversement au N.-E., c'est-à-dire vers l'extérieur de la chaîne, conformément à la règle habituelle dans les Pyrénées.

En ce qui concerne les environs de Saint-Béat et la vallée de la Garonne, mes recherches m'ont fait reconnaître qu'il y avait de nombreuses modifications à faire subir, tant à la carte de Leymerie qu'aux relevés de M. Caralp ; mais il y a un point fort important pour la région, sur lequel je suis d'accord avec ce géologue : c'est celui de l'âge des marbres de Saint-Béat. Je crois que cette couche appartient au Lias inférieur, comme les marbres de Sainte-Colombe dans l'Aude, et ceux d'Estagel dans les Pyrénées-Orientales.

En terminant, je signalerai un gisement nouveau de Graptolites dans le Silurien de la Chapelle des Puts près de Fronsac ; les espèces n'ont pas encore été déterminées.

FEUILLE DE FOIX

PAR

M. C. DE LACVIVIER
Proviseur du Lycée de Montpellier,
Collaborateur adjoint.

J'ai fait une première excursion dans la partie Nord-Est du massif du St-Barthélemy,en me tenant sur la limite des roches anciennes, gneiss et Précambrien. Il y a sur ce point des schistes noirs, des schistes bleuâtres et des calcaires gris cristallins fortement redressés avec léger plongement au Sud, mais paraissant former un pli isoclinal vers le Nord, ce qui est d'ailleurs la manière d'être des formations qui règnent dans cette région. Ce système, dans lequel on ne trouve pas de fossiles, ne peut représenter que le Silurien. Il supporte des calcaires amygdalins,des griottes, des marbres Campan, généralement considérés comme appartenant au Dévonien, et des schistes terreux attribués au Carbonifère. J'ai relevé au cours de cette excursion quelques lambeaux de glaciaire, de Jurassique et de Trias. Les couches sont dirigés, sur certains points, de manière à donner lieu à diverses interprétations et à faire supposer qu'il y a là des phénomènes de recouvrement.

Vers l'Est, les terrains primaires disparaissent sous le Jurassique et on ne les retrouve plus que dans la vallée de l'Aude, au-delà du pays de Sault. A l'Ouest, leur continuité est apparente sur une longue étendue.

A mon retour de cette excursion, j'ai trouvé la lettre que M. Carez m'a adressée en votre nom et modifiant l'itinéraire que je m'étais tracé. Je me suis efforcé de me conformer au programme que vous m'indiquiez ; c'est ainsi que j'ai visité la région de Tarascon et de Vicdessos.

Dans la première de ces localités, j'ai trouvé un fossile, Ammonites Mammillaris qui m'a permis de me prononcer sur l'âge d'assises que la Société géologique avait examinées en 1882, sans pouvoir formuler une opinion. Dans la vallée de Miglos, il m'a été possible de délimiter le Jurassique et le Silurien; dans la direction de Lapège, j'ai pu marquer les contours du gneiss et du Lias supérieur. A Vicdessos, je n'ai rien vu de particulier, si ce n'est un nouveau pointement de Lherzolite. Après avoir visité cette vallée, j'ai exploré les environs d'Ussat et d'Ornolac, noté quelques lambeaux de glaciaire, délimité le Gault et l'Urgonien.

C'est à l'extrémité occidentale de la feuille de Foix, c'est à-dire à l'Ouest de la

vallée du Salat, que j'ai commencé une troisième excursion. Je voulais visiter le Montvalier où un Trilobite avait été trouvé l'année précédente. Malgré des recherches patientes, je n'ai pas pu recueillir d'autres fossiles et je dois me contenter d'une mauvaise empreinte que j'ai confiée à un confrère, pour avoir une détermination qui pourrait me donner des indications précieuses. Je n'ai rien vu de particulier dans la vallée d'Estours, pas plus que dans celle de Couflens où règnent les griottes. En coupant le massif qui sépare la vallée du Salat de celle d'Ustou, j'ai eu l'occasion de délimiter le Jurassique, de noter l'existence du glaciaire et de suivre les griottes ainsi que les schistes sous-jacents, dans la direction d'Aulus. Dans les vallées d'Aubé et du Garbet j'ai tracé les limites du granite qui s'infléchit au Sud et passe la frontière vers l'extrémité de la vallée d'Ustou.

En quittant Aulus, je me suis engagé dans le massif d'Ercé pour tracer les contours du Crétacé supérieur, qui repose directement sur le granite du côté du Sud, tandis qu'à l'Est et au Nord, on trouve par lambeaux du Gault, de l'Urgonien, du Jurassique, du Trias, des schistes et des gneiss. Cette région est très disloquée et difficile à débrouiller. Deux journées ont été consacrées à l'exploration des vallées de Port, de Liers et d'Eycherboul dans lesquelles on trouve des schistes siluriens disposés autour d'une masse de schistes quartzeux en bancs puissants représentant le Précambrien.

Un peu plus tard, j'ai visité la vallée de Saurat dans sa partie la plus élevée. Les gneiss se montrent sur la droite, à partir de la caserne de gendarmerie ; sur la gauche, ils n'apparaissent que plus haut. Une faille semble avoir coupé obliquement cette vallée dont le fond est recouvert par une masse glaciaire qui peut être suivie jusqu'à Col-de-Port. Des deux côtés, on observe un lambeau de calcaires jurassiques bleuâtres, veinés de blanc. Sur la gauche, c'est-à-dire vers le Sud, au-dessus des bois de Sauzet et de Candail, les gneiss supportent les schistes siluriens qui constituent en grande partie les pics d'Estibal et de la Journalade. Les caps de la Coste et de la Dosse sont constitués par les gneiss et les granulites. Sur un point que j'indiquerai sur la carte, j'ai relevé un banc assez mince de Cipolin paraissant avoir son prolongement, d'un côté vers Arignac, de l'autre vers l'étang d'Artax. A l'extrémité de ce promontoire, on trouve une mince bande schisteuse qui sépare les gneiss des dolomies jurassiques du pic situé à l'est de Trabinet. Ces dolomies supportent l'Urgonien, qui forme l'arête rocheuse dont le prolongement surélevé peut être suivi vers le Sud et constitue les rocs de Calamès et de Sédour. D'un côté, vers Rabat, de l'autre vers Saurat, il y a du Gault. Dans cette dernière localité, ce terrain est recouvert par le Crétacé supérieur.

De la rive gauche de l'Ariège à la vallée du Salat, se trouve un massif montagneux qui est le prolongement vers l'Ouest de celui du St-Barthélemy. La partie la plus élevée est constituée par les gneiss et les granulites. Sur le versant Nord, on trouve successivement des schistes siluriens, des calcaires amygdalins et des griottes attribués au Dévonien, des schistes carbonifères auxquels succèdent des griottes, des schistes terreux et, sur une étendue de 4 à 6 kilomètres, entre la

Gardesse et Camel, une bande de calcaires noirs et gris, de calcaires dolomitiques auxquels succèdent des poudingues et des grès rougeâtres sur lesquels repose le Trias. Les calcaires sont fossilifères. Il y a là des encrines, des spirifers et l'Atrypa reticularis. Je croyais autrefois que les griottes devaient être rattachés à ce système, qui paraît être Dévonien. Une nouvelle étude de cette région me rend hésitant et disposé à adopter l'opinion de M. Barrois, c'est-à-dire à placer les griottes dans le Carbonifère. En effet, les calcaires alternent avec les schistes à Productus. J'avoue que je ne vois pas bien clair dans cette partie de la géologie de l'Ariège. Peut-être que la détermination de quelques fossiles recueillis au cours de ma dernière exploration éclaircira ce point obscur.

J'ai visité ensuite les environs de Freychenet où M. de Grossouvre a observé des phénomènes de recouvrement. Je n'ai rien vu de pareil. Ainsi que je l'ai dit plus haut, il y a là des couches étirées, de sorte que les terrains primaires, le Trias, le Jurassique et l'Urgonien se montrent avec des épaisseurs variables. Cette dernière excursion m'a permis de rectifier quelques contours.

ÉTUDE SUR LES PYRÉNÉES CENTRALES ET ORIENTALES

PAR

M. J. ROUSSEL

Docteur ès-sciences,
Professeur au Collège de Cosne,
Collaborateur auxiliaire.

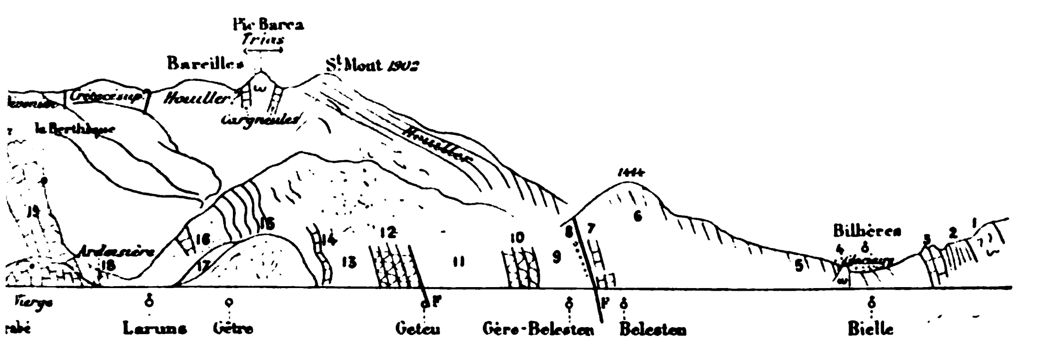
Voir le Bulletin n° 35, récemment publié.

VALLÉE D'OSSAU ET VALLÉE D'ASPE

PAR

J. SEUNES
Professeur à la Faculté des Sciences de Rennes,
Collaborateur adjoint.

Coupe de la vallée d'Ossau entre Iseste et Eaux-Chaudes.



1. Calcaire à *Toucasia* et à *Orbitolina.*
2. Schistes noirs à *Hoplites Deshayesi* au sud de Casamayor.
3. Calcaires noirâtres sans fossiles. Crétacé inférieur très probablement.

Glaciaire recouvrant des schistes et calcaires noirs, d'après ce qu'on voit dans le ravin au Sud-Est de Billières.

4. ω Ophite. Bielle.

5' Caclschistes sans fossiles.

6. Entre Bielle et Gère-Bélesten, calcaires, schistes et calcschistes sans fossiles. Secondaire.
7. Ilot de calcaire zoné de noir grisâtre et de blanc, dolomitique ; au bas du flanc de la vallée, calcaires dolomitiques. (N. O. de Gère-Bélesten).
8. Schistes avec *bancs de grès grossiers traversés* par des filons de porphyrite. } Houiller.
9. Schistes subardoisiers par places avec quelques bancs de grès. } Houiller.
10. Calcaires cristallins dolomitiques de Gère-Bélesten, avec schistes, *peu visibles*, si ce n'est au bas de la vallée, se décomposant à l'air en sable dolomitique

rougeâtre. (*Lentilles de calcaires blanc*) ; dirigés vers le N.O ; *n'arrivent pas au ruisseau de Gère-Bélestin.*

11. Schistes durs, micacés, *ardoisiers*, par places (exploitation).

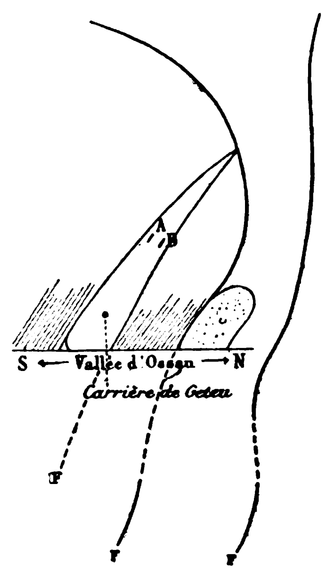
Fenestella, *Spirifer*, moules en creux et internes qui paraissent représenter le *Sp. Pellicoi ;* mais on ne peut rien affirmer.

De nouvelles recherches sont indispensables.

12. Calcaires de Geteu. — Observés au bas de la vallée, ils se montrent constitués par des calcaires cristallins grisâtres, dolomitiques, ressemblant entièrement aux couches n° 10. Bancs de calcaires noirs, *mais pas de calcaire blanc.*

La bande est orientée comme le n° 10 N.N.O.-S.S.E.

La *Carrière dite de Geteu* se trouve à 100 mètres environ au-dessus de la vallée.



On y voit des bancs lenticulaires de *calcaire blanc cristallin* et dolomitique, présentant par place la tendance à prendre la structure entrelacée.

Polypiers paléozoiques : *Amplexus*, *Zaphrentis*, *Favosites* ; etc.

On ne peut suivre pas à pas la bande vers le N.N.O. ; il faut, pour la toucher, monter soit par Gêtre au Sud. soit par Gère-Bélesten au Nord.

A 1800 mètres environ à l'Ouest de Gère-Bélestin la coupe est la suivante, du Sud au Nord (En plein bois).

A. Bancs de calcaire dolomitique gris, verdâtre, parfois cristatlin, à aspect gras, présentent par places une structure calcaro-schisteuse et plus ou moins entralacée. Nombreux moules de Goniatites calcifiés. N'ayant pas trouvé d'échantillons déterminables dans les fragments de roche que j'avais rapportés, j'ai prié le guide de tirer plusieurs coups de mine. Je viens de recevoir 50 kil. de roche ; j'ai pu extraire quelques échantillons présentant les caractères des

Goniatites du groupe des *Goniatites retrorsus*. Fait qui confirme la découverte que j'avais faite en 1887.

B. Au-dessus (à quelques mètres de distance) vient une série de calcaires et de schistes. Les calcaires sont amygdalins et entrelacés, grisâtres ou jaunâtres; parfois ils sont blancs, cristallins et dolomitiques. J'ai recueilli des débris d'Encrines d'*Orthoceras* et *Goniatites Crenistria* du Carboniférien.

En s'élevant vers l'Ouest, toute trace de calcaire disparaît (toujours sous bois) et on ne trouve plus que des schistes avec grès recouvrant tout l'espace occupé par *Bois-terre inconnue* et par Bois d'Aspeigt, jusqu'au *d' d'Aspeigt.*

Ces couches renferment, en remontant le ruisseau de Lassourde, des bancs de Poudingues quartzeux. = *Houiller se poursuivant jusqu'au sommet du St-Mont* 1902 (voir la carte). *Observé de la Montagne verte ou des Eaux Bonnes, ce houiller apparaît comme un manteau de recouvrement. La photographie donne la même impression trompeuse.* C'est contre cette bande primaire, qu'entre le pic Barcilles et le Pic de Lauriolle et la Crête 1336, vient se terminer brusquement la bande des terrains secondaires de la vallée d'Aspe, allant du Plateau d'Ourdinse au Pic de Lauriolle.

Au Sud (500 mètres environ) de *p* d'Aspeigt, sur les deux rives du ruisseau de Lassourde, il y a dans ces schistes houillers des bancs de calcaire cristallin ± dolomitique, traversé par des filons de cuivre = *mine d'Aspeigt.*

Voir carte pour les relations du Houiller avec le Secondaire — et l'ophite du Pic Bareilles.

13. Au Sud des Calcaires de Geteu, on ne voit pas nettement le contact de ces calcaires et des couches 13 formées de schistes noirs avec très rares filonnets de quartz et intercalation de 2 assises de calcaires et de calcschistes noirs très veinés de calcite. Pas de fossiles.

Ces schistes correspondent aux schistes tégulaires à *Néreites* des bords du Canceigt (rive droite du gave d'Ossau, au Nord de Bagès).

14. Bancs de calcaire grisâtre, avec bancs entrelacés grisâtre-violacé, et intercalation d'une assise (quelques mètres) de schistes ardoisiers exploités. Les bancs entrelacés m'ont fourni des *goniatites* transformées en calcite qui ne m'ont donné aucun caratère.

Un autre banc de calcaire à débris de fossiles m'a fourni quelques gastéropodes.

15. Schistes et calcschistes de Gètre = Coblentzien, de Béos, rive droite du Gave.

16. Schistes.

17. Calcaires, calschistes dans schistes. Pas de fossiles.

18. Schistes ardoisiers, exploités au Sud-Ouest de Laruns.

19. { Calcaires du Pan.
Calcaires du Hourat. IL SEMBLE BIEN QU'IL Y AIT PASSAGE entre 18 et 19.

α Schistes avec lits calcaires.

β Schistes tombant en poussière, ardoisiers par places.

γ Intercalation de lits calcaires, veinés de calcite et traversés par quelques filons de quartz.

Interruption sur le côté droit (O) de la vieille route du Hourat, mais à gauche, en montant (E), lits de calcaire sableux, puis vient la masse du Hourat formé de *Calcaires blanc jaunâtre*, à cassure cireuse, avec parties schisteuses (tendance à passer à la structure entrelacée) de calcaires noirs et gris, enfin d'intercalation de quelques lits de schistes.

On y trouve aussi des bancs de calcaire cristallin, dolomitique ne pouvant se différencier de ceux de Geteu et de Gère Bélesten.

Des bancs de calcaire noir, très veinés irrégulièrement de calcite.

Noter la présence de quelques cristaux de blende, d'un filon de porphyrite et de quelques parties quartzeuses sur la droite, après la tranchée de la Vierge.

A la Vierge, calcaires imprégnés de cuivre (*Filonnets* sur la rive gauche du Gave).

Au Pont Crabé, des deux cotés de la vallée, schistes avec faciès anciens (veines de quartz, filon de porphyrite) tombant par place en poussière.

Les caractères ci-dessus se retrouvent dans la formation traversée par la nouvelle route des Eaux-Chaudes.

C'est dans le prolongement de cette bande que se trouve la mine de la Barthèque (blende, cuivre, zinckérite).

En remontant la vallée du côté d'Eaux-Chaudes.

On trouve ensuite des calcaires gris, et des calcaires *piquetés de jaune*, *de rose*, etc., qui, je n'en doute pas, d'après tout ce que j'ai vu, appartiennent au Crétacé. — Quant à la formation du Hourat, je n'ose me prononcer; je dois cependant dire qu'il y a jusqu'ici plus de probabilité pour qu'elle soit *carbonifère* ou *silurienne*.

Aucun des lambeaux crétacés ne présente les caractères de cette formation.

De nouvelles recherches dans le massif 1750 au Sud-Ouest de Laruns, me donneront je crois, la clef du problème.

La coupe relevée sur la rive droite du gave d'Ossau est analogue à celle de la rive gauche.

La présence de la blende, de la galène et du cuivre ne suffit pas pour prouver l'âge primaire des calcaires du Hourat, etc., j'ai été voir, à l'Est de Castet et de Louvie-Juzon, au point indiqué sur ma carte par une croix rouge un gîte de cuivre entre bancs, faisant partie d'une formation calcaire comprise entre deux bandes de calcaires fossilifères (Crétacé inférieur).

Il y a aussi dans ces calcaires cuivreux des poches $\pm$ filoniennes de minerai de fer.

Ces calcaires sont traversés par des ophites, dont on ne voit pas les relations : les pâturages et les éboulés, voire même du glaciaire, recouvrent tout.

L'ophite de Castet (Est) *traverse* nettement des schistes et calschistes noirs sans fossiles.

Je suis porté à croire que ces couches et les calcaires cuivreux sont plutôt du Jurassique que du Crétacé inférieur, — elles ne ressemblent en rien aux formations anciennes.

Il n'y a ni argiles bariolées, ni dolomie, ni cargneules au voisinage de ces ophites.

Au Sud de cette région, le secondaire vient buter contre le *Houiller ;* à l'Ouest et à l'Est du col de Louvic, il y a paraît-il cargneules, dolomie et gypse que je n'ai pas su trouver.

Les cargneules et dolomies accompagnées de pointements d'ophite se retrouvent :

1° Entre Bédous et Aydius jusqu'au Pic Bareilles.

2° Au col de d'Iseye.

3° Au col de Lurdé et *dans le ravin descendant du col vers les Eaux-Chaudes.*

Il est évident que les ophites jalonnent des lignes de faille dans beaucoup de cas, mais pas toujours, comme semble le montrer le pointement ophitique du pic Maras (entre Accous et Eaux-Chaudes), placé en plein Houiller. Ici les lits calcaires sont dolomitisés, mais ni argiles bariolées, ni gypse.

Après cette diversion, je reviens aux affleurements de la vallée d'Ossau.

La bande de calcaire cristallin de Gère-Bélesten (n° 10) disparaît avant le ruisseau de Gère-Bélesten.

Elle se retrouve sur la rive droite, passe au pic d'Auzu et au pic de Listo et disparaît sur la rive gauche du Canceigt.

La Bande de Geteu n° 12, disparaît à l'Ouest, se retrouve sur la rive droite du gave d'Ossau, passe au Nord de Louvie-Soubiron, à Listo, traverse le Canceigt et disparaît plus à l'Est.

Au Nord du Grun, le dévonien vient buter contre le Houiller.

Le calcaire carbonifère reparaît à l'Est de la vallée de Ferrières, comme l'a indiqué M. Lartet.

A l'Ouest de Laruns, le dévonien s'arrête brusquemment au pic Lory et s'avance vers le Sud jusqu'au Montagnou d'Isey (*Fenestella*).

L'affleurement calcaire (Sud-Ouest de Laruns) marqué en carbonifère (?) est constitué par des calcaires blanc-jaunâtre et noir avec débris d'*Encrines*.

J'ai marqué en Houiller (?) les schistes souvent ardoisiers et les quartzites du Gourzy de Brèque ; ces assises traversées et silicifiées par de très nombreux filons de quartz pourraient bien être plus anciennes.

C'est également au Houiller que j'ai rapporté : 1° les schistes et les grès du Bois de Nègre entre la vallée d'Eaux-Chaudes et le pic de Goupey, 2° les schistes situés à l'ouest de Goust [1].

Je n'ai pu aller du col de Lurdé à la mine de cuivre située au Sud du Pic de Goupey. Cependant cette région mérite d'être étudiée avec soin, car à la Tume, il y a des calcaires cristallins traversés par le granite qui doivent se continuer vers l'Ouest, très probablement jusqu'au delà de la mine.

Le Sud de l'Arcizette que j'avais vu l'an dernier est aussi un point à visiter, mais qui demandera du temps et beaucoup de difficultés.

[1] Griottes à la descente sur Goust en venant du Plateau de Besse situé sur le Houiller.

Au Sud de Tume et du granite d'Herrana, il y a des calcaires cristallins blancs du Pont de Sagette = calcaire dit de Gabas que j'ai maintenus dans le carbonifère; ils sont recouverts par les schistes et les grès de la vallée du gave de Brousset qui m'ont paru appartenir au *Houiller*.

A la Case de Brousset, à droite et à gauche de la vallée, il y a des calcaires griottes très développés, s'élevant jusqu'au sommet du Pic de Soques et vers la crête 2135 (O).

Les calcaires cristallins et blancs du *Pont de Sagette*, passent sur la rive gauche, forment le Pic Lavigne, descendent dans la vallée du gave de Bious-Artigues et s'élèvent jusqu'au delà du Pic Pourratatère.

C'est encore au Houiller que j'ai rapporté les schistes du gave de Bious-Artigues enveloppant le Pic du Midi. Le Pic Peyrot et le Pic d'Agous sont en grès permien.

Je n'ai pu séjourner à Gabas à cause du mauvais temps ; le peu que j'ai vu me fait croire que cette région d'accès fort pénible sera *beaucoup plus facile* que tout le reste au *point de vue stratigraphique*.

Le massif calcaire (crétacé supérieur) du Pic Bergon, entre la vallée d'Ossau et celle d'Aspe (entre Accous et Eaux-Chaudes), repose sur une série de calcaires passant à la base, à des calcaires dolomitiques, à des cargneules avec intercalation de lits détritiques schisteux et verdâtres, qui m'ont paru représen- l'infralias, de telle sorte que j'ai cru pouvoir rapporter cette série au Jurassique. — Pas de fossiles.

Vallée d'Aspe.

Je signale un gisement de Bélemnite au Nord de Bédous sous *de* de Borde de Vignau (S.-O. du plateau crétacé inférieur de Ourdiense).

Je n'ai recueilli que des fragments indéterminables, paraissant appartenir à des espèces jurassiques.

Au Nord de Bédous, à 1500 m. environ, au détour de la route, il y a une masse de *calcaire cristallin* dolomitique, gris, blanc et jaunâtre, ressemblant au calcaire de Geteu et de Gère-Belesten. — Carbonifère ou jurassique ??.

Entre cette formation et le pointement ophitique qui est au Sud, il y a des schistes noirs et violacés identiques à ceux du Houiller de la vallée d'Aydius — ils sont peu apparents — recouverts par le glaciaire et la végétation. Tout le Sud de la crête d'Ourdinse jusqu'au Lauriolle est masqué par des éboulis.

Bandes situées au sud de Bédous.

1. Plateau d'Ourdinse au Pic Lauriolles = Calcaires à *Réquienies*.
2. Bande de schistes avec calschistes de Lourdios (O) au col de Lacouratte (E) Pas de fossiles Aptien ? — Paraît former un synclinal.
3. Calcaires sans fossiles. Calcaires en bancs.
4. Bande de schistes = n° 2 comme apparence lithologique.
5. Calcaires et schistes : Polypiers, Radioles et tests d'Echinides.
6. Calcaires dolomitiques avec partie schisteuses. — Pas de fossiles.
7. Crête calcaire du Pont Escot : *Réquienies*.

ALPES MARITIMES ET PROVENCE

NORD DU DÉPARTEMENT DES ALPES MARITIMES

PAR

M. Léon BERTRAND
Agrégé de l'Université,
Collaborateur adjoint.

Les principaux résultats des recherches que j'ai faites pendant l'été de 1893, sur la feuille de St-Martin-Vésubie et sur la partie septentrionale de celle de Nice, ont surtout rapport à la tectonique de cette région. J'ai déjà indiqué, dans une note aux *Comptes-rendus des séances de la Société géologique* (3ᵉ série, t. XXI, p. XV), les faits les plus importants concernant la nature et la distribution des terrains constituant la région. J'ajouterai seulement l'absence du Crétacé supérieur dans le nord de la feuille de St-Martin-Vésubie, où les couches tertiaires reposent sur le Jurassique ou le Crétacé inférieur ; je ne saurais dire s'il y a eu émersion pendant l'époque du Crétacé supérieur, dont les dépôts sont au contraire très puissants un peu plus au sud, ou érosion avant le dépôt des premières assises nummulitiques de la région, mais on a là toutefois la trace de mouvements importants anté-nummulitiques.

L'un des principaux problèmes que j'aie cherché à résoudre est la relation existant entre le massif cristallophyllien et les terrains sédimentaires qui le bordent au sud. Dans l'axe du massif, à l'extrémité N. O. de l'ellipse qu'il forme sur la carte, les terrains sédimentaires, débutant là par le Trias, reposent régulièrement sur les terrains cristallins, avec une faible inclinaison vers l'extérieur du massif. Mais en descendant la vallée de la Tinée, on voit les terrains cristallins fortement redressés et même plongeant vers le centre du massif, c'est-à-dire ayant une tendance à se déverser vers l'extérieur ; d'autre part, j'ai rencontré au mont Tortissa un lambeau de Trias formant un synclinal isoclinal, pincé dans les terrains cristallins et couché vers le sud, ce qui concorde bien

avec le résultat précédent; deux autres lambeaux triasiques semblables à celui-ci se rencontrent aussi sur la rive gauche de la Tinée, à 4 km. au-dessus d'Isola. Entre St-Sauveur et St-Martin-Vésubie, les terrains cristallins sont entièrement situés en Italie, mais on peut constater, à Valdeblore, la continuation de ces plissements, car les schistes rouges permiens et les quartzites triasiques y sont redressés et légèrement renversés vers le S. O. On rencontre de nouveau les terrains cristallins dans la haute vallée de la Vésubie, et on y trouve de nouveaux indices d'un renversement du massif vers l'extérieur, en particulier à Berthemont et dans le chatnon situé entre les vallées du Spaillard et de la Gordolasque. En résumé, *sauf dans l'axe du massif, les terrains cristallins paraissent, sur la bordure méridionale, s'être généra'ement redressés et même déversés vers l'extérieur.*

Il existe en outre, dans le bassin supérieur de la Tinée, d'autres plissements intéressant la bordure sédimentaire, très voisins du massif cristallin, mais *renversés vers lui* ; ces plis couchés sont très nets aux environs de St-Sauveur, où ils affectent le Permien et le Trias, et dans le vallon de Roja, affluent de la Tinée, où ils intéressent le Jurassique. Ces plis passent entre le massif cristallin et l'anticlinal ou plutôt le dôme de Guillaumes, et me paraissent être probablement en relation avec les mouvements qui ont produit celui-ci.

J'ai aussi continué l'étude des plis situés au sud du dôme de Guillaumes, qui paraît avoir joué un rôle directeur très important envers les plissements post-éocènes de la vallée du Var ; j'avais signalé l'an dernier, dans la note citée plus haut, les deux synclinaux d'Entrevaux et de Puget-Théniers, et, dans mon rapport à M. le Directeur du service, l'existence d'un anticlinal commençant sur la feuille de Castellane et venant sur la rive droite du Var jusqu'à Puget-Théniers (montagne du Gourdan), en s'y transformant sur son flanc nord en un pli couché et même en un pli-faille. Le flanc sud de ce pli reste bien complet, mais, tandis qu'il présente un plongement régulier vers le sud dans la coupe fournie par la route de Puget-Théniers à Roquestéron, on le voit plus à l'ouest, à la Rochette, se redresser et même se renverser légèrement vers le sud ; d'autre part, le bord méridional du bassin tertiaire, limité au nord par le pli précédent, montre un chevauchement encore plus marqué vers le sud. La région comprise entre le Var et l'Estéron est donc une zone de passage entre la région où les poussées sont venues du nord et celle où elles venaient du sud.

La constitution de la vallée de la Vésubie est extrêmement compliquée. Entre Roquebillière et Lantosque, tout le fond de la vallée est formé de dépôts triasiques (cargneules et gypse très abondant), apparaissant d'une façon tout à fait anormale ; cet affleurement est limité de deux côtés par une faille, celle de la rive gauche surtout étant très nette et inclinée à 45° vers l'est. Ces failles amènent, sur chacune des rives, le Trias en contact successivement avec les différents terrains jurassiques et crétacés, et même, sur la rive droite, avec les dépôts tertiaires ; je n'ai pu relier jusqu'ici cet accident, très analogue à ceux qui donnent naissance aux vallées dites tiphoniques, aux plissements environnants de la région.

Au sud de Lantosque, jusqu'à son confluent avec le Var, la Vésubie traverse

une série de lambeaux imbriqués ou écailles, se recouvrant successivement et formés par la série des terrains sédimentaires depuis les calcaires très durs de l'Oxfordien jusqu'aux calcaires en bancs minces du Crétacé supérieur, qui sont en général très froissés au-dessous des calcaires jurassiques qui les recouvrent. Ces accidents stratigraphiques, très complexes et dans le détail desquels je ne puis entrer ici, se retrouvent dans toute la région triangulaire comprise entre la Vésubie, la Tinée et le Var, au sud du massif du Tournairet ; c'est là que les plissements, dirigés O.-E. à l'ouest de la Tinée, tournent brusquement de 90° pour devenir N.-S. et descendre sur la rive gauche du Var jusqu'au voisinage de la mer. Par suite cette région a été le siège de compressions très énergiques, qui sont la cause de cette structure imbriquée. Il est d'ailleurs remarquable, si l'on étudie la rive gauche de la Vésubie, que, tandis que les pentes sont formées par les terrains secondaires ainsi mouvementés, on voit, reposant *en concordance* sur la dernière série de Crétacé supérieur, les terrains tertiaires bien développés, en couches sensiblement horizontales, qui forment la crête de l'Aution et que je n'ai jamais rencontrés à la partie supérieure des différents lambeaux imbriqués du fond de la vallée ; mais, un peu à l'est, ces terrains se montrent affectés des mêmes plissements que les terrains secondaires, dans la chaîne qui sépare la vallée de la Bevera de celle de la Roya.

La vallée de la Bevera est aussi creusée à Sospel dans le Trias, de même que celle de la Vésubie à Roquebillière, mais la question y est moins complexe, car le contact anormal du Trias avec le Crétacé supérieur n'a lieu que sur la rive gauche et me paraît pouvoir s'expliquer là par un pli-faille ; la rive droite montre au contraire, en montant de Sospel au col de Braus, le Trias surmonté par la série complète et bien développée des terrains secondaires et nummulitiques.

BANDES TRIASIQUES DE BARJOLS ET DE RIANS

PAR

M. Marcel BERTRAND
Ingénieur en chef des Mines
Attaché au service central.

A l'angle S. E. de Draguignan, M. Kilian a signalé des plis couchés, dont le prolongement n'était pas apparent sur les feuilles déjà publiées, et dont le raccordement avec le système de la région de Draguignan restait un peu obscur. J'ai étudié cette région, soit seul, soit avec M. Zurcher ; nous avons pu y reconnaître le grand développement du Nécomien, en partie attribué sur la

feuille de Draguignan au Bathonien, et celui des dolomies bathoniennes, confondues avec les dolomies du Jurassique supérieur. Grâce à ces corrections, le raccordement cherché se dégage bien dans ses traits principaux, mais il offre encore dans les détails de sérieuses difficultés, à cause de deux particularités de la structure du pays : d'abord les plis n'ont très souvent qu'un parcours très limité en direction ; ceux même qui sont renversés et couchés s'abaissent et s'arrêtent brusquement, souvent sans se relever à leurs extrémités, faisant apparaître les calcaires jurassiques comme de grandes ampoules, crevées obliquement, au milieu des terrains meubles du Crétacé supérieur et du Tertiaire. En second lieu, tous les plis, aux environs de Barjols, semblent arrêtés et coupés par une grande bande transversale de Trias qui, lui-même très plissé, surgit comme en discordance au milieu des étages plus récents qui le bordent. J'ai déjà indiqué (C. R. sommaire de la Soc. Géol.) quelques-uns des résultats de cette étude, qui n'est pas encore terminée. J'en parlerai l'année prochaine. Je me contente ici de dire en quelques mots la manière assez curieuse dont se présente le problème.

Toutes les discordances observables dans la région (si l'on ne parle pas de la *transgression* du Crétacé supérieur) sont des discordances mécaniques. Les deux systèmes de plis qui semblent se croiser ne forment en réalité qu'un système unique, produit en une seule fois par un même effort de compression. Le réseau résultant de cet effort se rapproche des réseaux ordinaires de plissement par l'existence d'une série de rides à peu près parallèles ; il s'en distingue, en outre de la brusque limitation de quelques-unes des chaînes, *par l'adjonction d'une ligne étrangère*, *indépendante comme direction*, et dessinant, dans son ensemble, un vaste demi-cercle autour du bassin crétacé de Fuveau. Je suis porté à considérer cette ligne comme une ligne de faiblesse, préparée par des circonstances antérieures qui restent à définir, et prédestinée comme telle à s'associer, par suite d'une décomposition de forces toujours possible, à tout réseau de plis formé dans la région. Dans ce cas, par simple raison de continuité, ces plis aberrants doivent se raccorder avec les autres plis formés en même temps qu'eux. C'est ce raccordement qu'il reste à vérifier dans ses détails, en suivant et délimitant, comme j'espère pouvoir le faire, les subdivisions du système des calcaires et cargneules triasiques.

FEUILLE DE CASTELLANE

PAR

M. P. ZURCHER
Ingénieur en chef des Ponts et Chaussées,
Collaborateur adjoint.

I. STRATIGRAPHIE

Trias. — Un important massif de Muschelkalk a été reconnu à l'Est de Beynes; cette constatation étend encore vers le Nord le domaine de ce niveau, qui précédemment paraissait ne pas dépasser les environs de Castellane.

Crétacé. — Quelques observations intéressantes ont pu être faites au sujet des couches cénomaniennes immédiatement inférieures aux zones turoniennes à grandes *Ostrea columba.*

Au col du chemin de Levens à Châteauneuf-de-Moustier; près de la Chapelle de St-Thiens, au N. du Bourguet; au N. du château de Taulanne, près du logis du Pin; enfin dans le Vallon du Fil, entre le Château d'Esclapon et Mons, au lieu non marqué sur la carte d'état-major dit: Can de Lèbré, on observe des marnes blanches noduleuses très fossilifères et riches surtout en brachiopodes, parmi lesquels il convient de citer surtout *Terebratella carantonensis*, espèce qui avait été citée par Coquand comme rencontrée aux environs d'Eoulx (probablement à la Chapelle St-Thiens), et qui occupe ainsi dans les Basses-Alpes une place bien analogue à celle où elle se montre dans les Charentes, au Port des Barques, à la limite supérieure du Cénomanien, accompagnée même déjà d'espèces turoniennes. et au-dessous des couches ligériennes de Soubise à grandes *Ostrea columba.*

Tertiaire. — Dans la vallée de l'Asse de Blieux, en amont du village de ce nom, on peut observer d'une façon extrêmement nette la transgression du Tertiaire sur le Crétacé : à Blieux même les bancs compactes du Nummulitique couronnent les marnes aptiennes, puis à peu de distance en amont on voit d'abord s'interposer le Cénomanien avec sa puissance normale, puis les couches plus claires du Crétacé supérieur.

En aval de Blieux le substratum du tertiaire varie moins rapidement : c'est tantôt une épaisseur plus ou moins grande de marnes aptiennes, tantôt le Barrémien quand les dites marnes ont été entièrement enlevées par l'érosion. Le Cénomanien ne reparait qu'un instant à Barrême même, très réduit, et disparait de

suite de telle sorte qu'entre Barrême et St-Jacques ce sont de nouveau les marnes aptiennes qui supportent le Nummulitique.

Ce qui vient d'être dit s'applique au flanc Ouest du synclinal. Le flanc Est est accidenté de failles, et le contact de l'Eocène et du Crétacé est aussi masqué en plusieurs points par la transgression aquitanienne. Un trait de grande importance est surtout à signaler, c'est l'exagération locale du faciès détritique de la base des couches tertiaires : à Barrême il n'y a en effet que quelques mètres d'un poudingue grossier au-dessous des premières couches fossilifères du Nummulitique, tandis qu'on peut observer à la même place, sur la route de Barrême à Gévaudan, 500 m. environ d'un poudingue à gros éléments calcaires (presque exclusivement des galets roulés du Crétacé supérieur), auxquels succède l'Aquitanien sans que les couches fossilifères de l'Eocène et du Tongrien se rencontrent au passage. Cette masse de poudingues disparait rapidement vers le Nord, et aux environs de St-Lions on revoit le Nummulitique normal reposer soit sur l'Aptien, soit sur le Cénomanien. On observe des poudingues analogues, quoique moins puissants, à la montée du Col de Taulanne vers Sénez ; ils contiennent là quelques traces de fossiles marins.

Les couches tertiaires des environs d'Eoulx ont fourni quelques échantillons que M. Depéret a reconnus comme décelant le niveau tongrien supérieur des marnes et calcaires marneux de cette localité, qui contiennent aussi des bois silicifiés.

Le grand synclinal dont Majastres occupe à peu près le centre contient dans sa partie axiale de puissants dépôts tertiaires, autrefois signalés près de Levens par M. Collot. Les fossiles rencontrés près de Soleille-Bœuf, près Majastres ; à Majastres même ; puis aux Abbès près de Levens, dans des marnes souvent ligniteuses et des calcaires plus ou moins marneux, permettent de considérer la plus grande partie de ces dépôts comme miocènes (*Potamides tricinctum* (*Broc.*) *Cyclostoma Draparnaudi* (*Math.*), d'après les déterminations de M. Depéret).

Il convient aussi de noter la rencontre de l'*Helix Christoli* typique dans le voisinage du village de Taulanne, au centre du synclinal de Castellane qui se montre ainsi comme contenant des dépôts éocènes, oligocènes et miocènes.

II. TECTONIQUE

La tectonique de la feuille de Castellane est d'une complication extrême et on peut dire que tous les accidents concevables dans un pays fortement plissé s'y rencontrent.

Dans la campagne de 1893, ce sont surtout les points les plus difficiles qui ont été étudiés, après que la connaissance de l'allure des plissements réguliers aboutissant en ces points a pu permettre de posséder le plus d'éléments possible de la solution du problème.

C'est ainsi qu'on peut considérer comme démontré que la vallée de Chabrières-Norante montre sur son versant Ouest un certain nombre de plis extrêmement

ntenses, à couches à peu près verticales, venant s'enfoncer presque perpendicu-
irement sous le flanc normal supérieur d'un grand pli couché constitué par
s couches si régulières qui s'étagent du Trias au Crétacé entre l'Asse et la
rête des Dourbes, pli dont le déversement s'atténue rapidement en arrivant à
orante, où les couches reprennent une régularité relative après s'être redressées
erticalement.

Un phénomène analogue doit être invoqué pour expliquer le si curieux promontoire jurassique qui s'élève au Nord du hameau de Gévaudan. Ce promontoire est composé de couches principalement jurassiques, doublement plissées, qui vont s'enfoncer obliquement sous le flanc normal supérieur d'un grand pli couché, constitué par du Cénomanien et du Sénonien.

Une disposition du même genre se retrouve aussi à Rougon, où les plis de la lue du Verdon viennent buter contre le flanc normal supérieur d'un immense pli déversé qu'on peut suivre de Majastres à Castellane en passant par Levens, Rougon et Robon, et dont la structure intime est magnifiquement mise au grand jour dans le cirque du Portail, à l'ouest de Blieux.

ALPES CENTRALES

MAURIENNE ET TARENTAISE

PAR

M. MARCEL BERTRAND
Ingénieur en chef des mines,
Attaché au service central.

La plus grande partie des tournées de l'année a été consacrée à la continuation des études entreprises depuis plusieurs années dans la Hte-Maurienne et la Hte-Tarentaise (feuilles de Bonneval, de Tignes et d'Albertville)

Il résulte des observations des précédentes années que la bande houillère de Modane, forme véritablement dans cette partie *la ligne axiale* du système alpin, les plis de l'ouest étant couchés vers la France, et ceux de l'est vers l'Italie. La bande elle-même, comme l'avait déjà reconnu Alph. Favre, est plissée en éventail.

Nord-Ouest de la bande houillère. — A l'ouest et au nord de cette bande centrale, j'ai fait quelques tournées, avec M. Kilian, puis avec M. Revil, dans la partie de la feuille d'Albertville comprise entre Moutiers et le massif du Mont-Blanc. M. Kilian m'y a montré la continuation incontestable de la bande nummulitique, arrêtée dans les cartes précédentes au col du Golet. Le Trias, contrairement aux idées de Lory et de M. Zaccagna, se poursuit là sous la même forme qu'au sud, c'est-à-dire composé de quartzites, de calcaires, de cargneules et de gypses, entre lesquels on peut suivre de longs synclinaux de Lias, contenant des Bélemnites et montrant à leur base d'une manière intermittente les deux horizons reconnus par M. Kilian sur St-Jean, la brèche du Télégraphe et les calcaires coralligènes. C'est l'attribution de ce Nummulitique et de ce Lias au Trias, qui avait fait admettre à tort que le Trias prend dans cette région le faciès de schistes lustrés ou de calcschistes. Il faut pourtant ajouter que, vers le Sud-Est de cette région, au nord de Bourg St-Maurice, le faciès schisteux semble réellement se développer dans le

Trias, et préparer ainsi le passage aux coupes plus méridionales de la Grande-Bassière, de l'Iseran et du Mont-Cenis.

Bande houillère. — La bande houillère, plissée, comme je l'ai dit, en forme d'éventail se divise en deux branches en arrivant vers le nord au Doron, auprès de Bozel et de Moutiers. L'une des deux branches, (à l'ouest),d'abord très étroite va s'épanouir du côté du Petit St-Bernard, en formant les bassins anthraciteux d'Aime et de Peisey ; la seconde va former à l'est les puissants massifs de l'Aiguille du midi et du Mont-Pourri ; mais de ce côté, le Houiller perd ses caractères lithologiques habituels et prend ceux du Permien de Modane (schistes luisants, verts, rouges, violets et noirs ; micaschistes et gneiss chloriteux). Il est bon de rappeler que si pour certains points des Alpes françaises, l'attribution d'assises semblables au Permien a pu être contestée, il n'en est pas de même pour les couches de Modane ; car, ainsi que l'avait reconnu depuis longtemps M. Lechat, et comme l'ont montré plus récemment MM Zaccagna et Mattirolo, ces couches sont là intercalées sur une grande longueur entre le Houiller et le Trias, avec passages insensibles aussi bien à l'étage du dessous qu'à celui du dessus. Des preuves aussi directes font défaut pour les massifs de l'Aiguille du midi et du Mont-Pourri, qui ont été jusque ici attribués aux terrains cristallins ; mais la continuité de gisement avec le Permien authentique, la similitude des caractères lithologiques, et surtout les réapparitions locales de *lentilles à faciès houiller* avec traces anthraciteuses, ne me semblent laisser place à aucun doute. Ce serait l'ensemble du Houiller et du Permien qui prendrait là (en s'avançant du côté de l'ancienne mer, connue en Carinthie et en Bosnie) le faciès quartzo-phylliteux, propre au Permien seul plus à l'ouest, c'est-à-dire dans la partie où commençaient les lagunes houillères.

On trouve d'ailleurs de nouvelles preuves de ce métamorphisme du bassin houiller au-dessus du chemin du col du Mont (arête de la Foglietta) ; le poudingue quartzeux du sommet de l'étage passe, avec tous les intermédiaires, à l'apparence d'un véritable gneiss œillé.

L'exploration du massif du Ruytor et du haut de la vallée d'Aoste est nécessaire pour compléter la signification de ces nouvelles données ; mais on peut se rendre compte dès maintenant des modifications considérables qu'auront à subir les cartes géologiques dans cette partie et de l'interprétation nouvelle qui en résulte pour la structure des Alpes, surtout si l'on ajoute que l'anticlinal du Mont Pourri va. par suite d'une forte torsion, se diriger vers le col et la vallée de Rhesme. Ce qui correspond au massif houiller de Modane, *considéré partie centrale du grand éventail alpin*, ce n'est pas seulement l'étroite bande houillère de l'ouest du Grand-St-Bernard. mais *la presque totalité du massif central de la Suisse* ; le massif de la Dent Blanche très certainement, et très probablement celui du mont Rose, sont des anticlinaux secondaires qui prennent naissance et se développent au milieu de cette bande élargie.

Une particularité intéressante de la région considérée, est la structure de la partie comprise entre les deux branches divergentes de la bande houillère. Cette partie forme un synclinal secondaire, comprenant d'abord, au sud de l'Isère, les

différents étages du Trias, surmontée au mont Jovet par un couronnement très épais de schistes feuilletés, très froissés et plissotés, mais à peu près horizontaux dans leur ensemble. Ces schistes, rapprochés des schistes lustrés successivement par Lory et par M. Zaccagna, ont été rapportés par le premier au Trias, et par le second à une saillie en forme d'écueil des terrains paléozoïques sous-jacents. M. Potier au contraire, les rapportait au Lias ; c'est la seule opinion qui semble actuellement compatible avec leurs relations stratigraphiques ; j'ai d'ailleurs retrouvé à la base, au N. O. de Bozel, la brèche du Télégraphe. Il faut ajouter qu'à l'est, les schistes sont plus métamorphiques, et qu'on peut les voir à la base alterner avec les calcaires et les serpentines du Trias ; il est donc probable que de ce côté au moins, la base en est triasique. En tout cas, ce qui est remarquable au point de vue théorique, ce sont les actions énergiques de froissement et de métamorphisme qu'ont subies là, d'une manière plus marquée qu'en aucun autre point de la région, *ces couches placées presque horizontalement au sommet de l'éventail alpin.*

En suivant vers l'est le synclinal du Mont Jovet, on arrive, après une courte interruption du Trias dans la vallée de l'Isère, au col du Rocher Blanc et au massif de la Grande Sassière. Là des schistes lustrés encore plus épais occupent, au-dessus d'assises nettement triasiques, une place analogue à celle des schistes du Mont Jovet. On peut voir dans ces schistes un faciès d'une partie des schistes triasiques ; on peut même, pour leur partie supérieure, y voir un représentant transformé du Lias. Mais stratigraphiquement il me parait impossible d'en faire un système plus ancien que le Trias.

Comme ces schistes lustrés se continuent sans modification dans toute la zone frontière, à l'est de l'éventail houiller, il est préférable de joindre la question des schistes de la Grande Sassière à l'étude de la troisième partie de la région explorée.

Est de la zone houillère. Schistes lustrés.

Je ne fais que mentionner les nouvelles observations de détail faites cette année dans le Trias de Val d'Isère, ou faites avec M. Termier sur le bord du massif de la Vanoise. Une conséquence assez intéressante de ces observations est que le massif de la Vanoise, pris dans son ensemble, se présente comme un grand anticlinal surgissant, en forme de dôme ellipsoïdal, au milieu d'un synclinal de Trias supérieur. Tous les plis de ce massif, si bien décrits par M. Termier, s'arrêtent avec le dôme et *n'ont pas de continuation dans la région du Val d'Isère.* J'ajouterai que mon excursion aux Mottets, avec M. Révil, m'a amené à une conclusion semblable pour l'extrémité sud du massif du Mont Blanc.

Au point de vue de la carte, le résultat le plus important de cette partie de mes tournées a été *la remise en question de l'âge des schistes lustrés du mont Cenis*, âge que j'avais cru définitivement établi par les travaux de M. Zaccagna.

On sait que Lory a considéré les schistes lustrés du Mont Cenis comme triasiques, et qu'il a cité la coupe d'Oulx, dans la vallée de la Doire, en Italie, comme démonstrative en faveur de cette opinion. En 1889, à la suite d'une tournée faite en commun avec MM. Zaccagna et Mattirolo, nous avons pu

nous convaincre, M. Potier et moi, que les schistes lustrés d'Oulx sont bien superposés aux calcaires dolomitiques du Trias, mais qu'il existe entre les deux un mince affleurement de quartzites. Les quartzites étant partout dans les Alpes à la base du Trias, leur position à cette place semble montrer que la série est renversée, et que par conséquent l'interprétation de la coupe mènerait à un résultat diamétralement opposé à l'opinion de Lory.

J'ai depuis eu l'occasion de suivre avec M. Mattirolo, jusque auprès de Suze, et avec M. Révil, jusque auprès du col d'Etache, la même intercalation d'un mince banc de quartzites entre le calcaire triasique et les schistes lustrés qui lui sont superposés. De plus les coupes de l'Ubaye données par M. Zaccagna, admises par M. Potier qui les avait visitées, reproduites avec de nouveaux détails par M. Kilian, ne semblaient laisser place à aucun doute. J'admettais donc, avec tous mes confrères de la carte, que les schistes lustrés de la zone frontière étaient certainement antérieurs au Trias. La feuille de Modane n'a fourni aucun fait contraire à cette manière de voir, et la feuille de Bonneval a même semblé apporter un nouvel argument en sa faveur, en montrant l'intercalation dans ces schistes de véritables micaschistes.

Un point cependant était embarrassant, c'était la coupe d'Entre-deux-Eaux, à l'est du col de la Vanoise, qui forçait à admettre, comme l'a fait M. Termier, dans cette partie où tous les plis sont couchés *vers l'est*, un refoulement local d'une très grande amplitude dans la direction opposée. Si l'on se borne à l'examen même du point considéré, il n'y a qu'à admettre là *un double pli*, dans le sens où on l'entend pour les Alpes de Glaris; mais si l'on considère les relations avec les massifs voisins, il m'avait été impossible jusqu'ici de construire dans cette hypothèse une coupe raisonnable de la région. On pouvait, il est vrai, supprimer la difficulté, en admettant avec M. Zaccagna, que le Trias ne passe pas sous les schistes lustrés, qu'il forme seulement un paquet superposé en discordance à la série ancienne; mais, après avoir visité plusieurs fois la localité, soit seul, soit avec M. Termier, j'ai dû reconnaître que cette hypothèse était absolument contraire aux faits d'observation.

Malgré cette difficulté, qui a arrêté pour moi pendant deux ans tout essai de publication d'ensemble sur la région, l'idée ne m'était pas venue de mettre en doute l'âge attribué aux schistes lustrés. Il a dû en être autrement en arrivant cette année, plus au nord, au massif de la Grande-Sassière. Là en effet, comme je l'ai dit plus haut, on sort de la *zone des plis anticlinaux* pour entrer dans la zone centrale de l'éventail. Dans la première, on ne peut avoir d'indications sur l'âge relatif des assises que si on peut reconnaître les parties renversées, ce qui exige la connaissance d'au moins deux horizons bien définis. Dans la partie centrale de l'éventail, au contraire, on est en face d'une sorte de plateau grossièrement horizontal dans son ensemble, et les conclusions tirées des superpositions apparentes peuvent alors s'imposer avec certitude. C'est ce qui arrive pour les schistes lustrés de la Grande-Sassière : ils forment sur 10 kilomètres au moins de longueur et sur plus de 7 kilomètres de largeur un massif étalé, qui se continue en Italie par une bande plus étroite, entre le Val Grisanche et le Val de Rhesme,

bande que j'ai pu traverser une seule fois dans des conditions peu favorables, mais qui a été relevée avec soin sur la carte de M. Zaccagna.

Toute la partie étalée du massif sur le territoire français, et même en partie sur le territoire italien, le long de la descente du col du Rocher blanc et sous la pointe de la Traversière (cette dernière visitée par M. Pierre Lory), *repose sur des calcaires incontestablement triasiques*. Il n'existe qu'une courte interruption, longue à peine d'un kilomètre, et facile à expliquer, au nord des Brévières. Il n'y a que deux hypothèses possibles : ou l'on est en face d'une *immense masse de recouvrement* venue de l'est et supposant un déplacement horizontal de plus de 20 kilomètres ; ou il faut admettre que les schistes lustrés sont supérieurs au moins à une partie du Trias. D'ailleurs, si l'on pousse plus loin les observations, on trouve que des calcaires triasiques sont, au Rocher Blanc, intercalés lenticulairement dans les schistes ; et surtout on peut constater, sous la grande paroi du pic de Picheri, au sud et en face de la Grande-Sassière, qu'il y a passage latéral, par une série d'alternances, de schistes identiques à ceux de la Grande-Sassière, mêlés, comme eux, de roches vertes chloriteuses, avec les calcaires triasiques les plus francs superposés aux quartzites du Dôme. La seconde des hypothèses énoncées s'impose donc sans alternative : *les schistes lustrés de la Grande-Sassière sont triasiques, ou peut-être même plus récents dans leur partie supérieure.*

Redescendant de là vers le sud, j'ai pu constater que cette conclusion s'appliquait avec la même force au massif de la Sana et d'Entre-deux-Eaux, et j'ai été alors amené à me demander si l'on n'aurait pas confondu sous la dénomination de schistes lustrés deux séries d'âge différent. Une tournée faite en commun avec M. Termier nous a amenés à la conviction qu'il fallait renoncer à toute solution de ce genre. Dans cette tournée M. Termier a d'ailleurs trouvé, sous le glacier du Vallon-Brun (c'est-à-dire dans la partie des schistes lustrés qui est continue avec ceux du Mont Cenis et qu'il faudrait comme telle détacher du Trias), *une voûte anticlinale de calcaire triasique plongeant de part et d'autre sous les schistes peu inclinés.* De proche en proche, c'est donc tout l'ensemble des schistes lustrés qu'il fallait restituer au Trias, et ce résultat semblait en contradiction avec la coupe d'Oulx, citée au début, aussi bien qu'avec les coupes publiées de la vallée de l'Ubaye.

Une excursion avec M. Kilian dans le Queyras et dans la vallée de l'Ubaye, semble avoir levé la difficulté ; nous avons constaté en effet que les coupes données dans cette région étaient incomplètes. Les coupes montraient, au-dessus des schistes lustrés, des schistes rouges et verts, attribués au Permien, puis des quartzites triasiques, surmontés par la série normale du Trias. Or, le prétendu Permien est dans la continuation d'un massif de serpentine, et ne m'a semblé être autre chose que des *schistes lustrés serpentinisés*. En tout cas, entre ces schistes et les quartzites, il existe une bande de calcaires, qui était restée inaperçue. L'étude de détail permet même de reconnaître, dans les quartzites comme dans les schistes, une succession inverse de l'ordre ordinaire des assises ; même en l'absence de fossiles, on ne peut douter que ce que l'on avait pris pour une série normale ne soit *une série renversée*. On avait cité aussi des synclinaux de quartzites pincés dans les schistes lustrés ; pour tous ces affleurements, nous avons pu

reconnaître qu'il existe partout entre les quartzites et les schistes une bande de calcaires phylliteux; les prétendus synclinaux se présentent au contraire comme des anticlinaux. *La coupe de la vallée de l'Ubaye, sans être démonstrative, est plutôt favorable à l'opinion d'un âge triasique pour les schistes lustrés.*

La coupe d'Oulx reste alors la seule difficulté. Elle s'expliquerait par l'existence d'un *anticlinal écrasé*, qui ferait reparaître une mince bande de quartzites au milieu du Trias, de la même manière que la petite bande houillère de Petit-Cœur reparaît au milieu du Lias. Il reste là de nouvelles études à faire; il reste aussi à suivre la coupe de l'Ubaye plus au sud, où M. Zaccagna indique la superposition constante du Permien aux schistes lustrés. Mais on peut dès maintenant affirmer qu'il faut revenir pour l'âge de ces derniers à l'ancienne opinion de Lory et de Gerlach.

FEUILLES DE DIGNE ET DE GAP

PAR

M. HAUG

Chef des travaux pratiques à la Faculté des Sciences de Paris.
Collaborateur principal.

La nouvelle route de Verdaches à Barles par la « clue » du Bès a mis à découvert plusieurs points d'une coupe allant du Houiller au Lias supérieur, que j'ai publiée il y a quelques années.

J'ai pu constater que les Quartzites du Trias inférieur reposent en légère discordance sur les grès houillers. Ils supportent des calcaires gris ou noirs à veines spathiques, identiques aux *calcaires du Briançonnais* de la vallée de l'Ubaye.

Au-dessus viennent des calcaires plus dolomitiques, compactes et gris, dans les parties fraîchement entamées par les travaux de la route, jaunâtres et vacuolaires, transformés par décalcification en véritables cargneules, dans les parties depuis longtemps exposées à l'action des agents atmosphériques. En amont de l'affleurement houiller, ces calcaires dolomitiques, qu'il est impossible de séparer sur la carte des calcaires sous-jacents, sont immédiatement recouverts par les schistes bruns de l'Infralias; en aval, par contre, ils en sont séparés par des schistes argileux rouges et verts, exploités comme ardoises à Barles, toujours moins puissants que dans la Haute-Ubaye et faisant souvent entièrement défaut.

Les calcaires à veines spathiques du Trias moyen affleurent également à Astoin, à Rochebrune, à Bréziers, au Laus, où je les avais partout confondus avec le Lias

inférieur, souvent représenté par des calcaires analogues. Les gypses de ces localités, qui semblent résulter de l'épigénisation de ces calcaires, appartiennent par conséquent au Trias moyen et non au Lias inférieur.

Au Laus une masse puissante de gypses englobant des calcaires triasiques bute à l'O. par faille contre des calcaires à gryphées et à bélemnites. Sur la rive gauche de l'Avance, les mêmes gypses, reposant sur des quartzites du Trias inférieur, supportent à l'E. en succession normale les couches de l'Infralias et du Lias inférieur, tandis qu'au N. et au S. de l'affleurement les gypses sont immédiatement recouverts par les schistes noirs du Lias supérieur, évidemment refoulées sur le Trias par deux poussées agissant en sens opposé. Le lambeau triasique du Laus est entouré de trois côtés par des lignes de contact anormal et n'est pas sans présenter une certaine analogie avec les affleurements de Trias au milieu du Malm que M. Choffat a décrits dans le Portugal sous le nom de « vallées tiphoniques ». Il ne paraît pas exister de relation immédiate entre les dislocations qui ont déterminé ce singulier pointement triasique et les accidents principaux de la région.

La région étudiée dans mon mémoire sur « les Chaînes subalpines entre Gap et Digne » appartient en réalité à trois zones tectoniques distinctes : les Chaînes Subalpines proprement dites, le Gapençais et la Haute-Provence.

Les Chaînes Subalpines de l'arrondissement de Sisteron constituent la terminaison des chaînes du Diois ; comme dans cette région, l'orientation générale des plis est O.-E. et la disposition des couches en bassins elliptiques, correspondant à des synclinaux, est prédominante. Le roc de l'Escoulier et sa continuation sur la rive gauche de la Durance, la montagne de Chaillans, le cirque de Reynier, ceux de Chardavon, du Goura, de Feissal appartiennent à ce type orographique spécial.

La bordure méridionale du Gapençais est refoulée du N. au S. sur les plus septentrionales des Chaînes Subalpines. Le chevauchement se fait sur une surface plus ou moins inclinée, quelquefois même presque horizontale, dont l'intersection avec la surface du terrain forme une ligne sinueuse passant par le plan de Vitrolle, le Rousset, le Caire, Faucon, Gigors et Bréziers. Tout le long de cette ligne on peut observer le Trias (gypse ou cargneules) ou le Lias inférieur en superposition sur les marnes oxfordiennes, sur le Jurassique supérieur, sur le Néocomien ou sur les grès aquitaniens.

Les deux lambeaux de Gypse que l'on rencontre en amont du Caire, sur chacun des versants du Grand-Vallon, ne sont autre chose que des lambeaux de recouvrement de Trias reposant sur les marnes oxfordiennes et séparés par l'érosion de la nappe principale.

Le pli-faille de la Saulce, que j'ai décrit précédemment, est un accident parallèle au chevauchement qui marque la limite entre le Gapençais et les Chaînes Subalpines. Il se transforme vers le N.-O. en un anticlinal couché de Dogger sans flanc inverse étiré.

La bordure occidentale de la Haute-Provence est également refoulée sur les Chaînes Subalpines et le chevauchement se produit le long d'une ligne de contact anormal amenant entre Astoin et Barles le Trias en superposition sur des

couches beaucoup plus récentes. Je l'ai déjà décrite en détail, ainsi que le grand lambeau de recouvrement de Bayons et je n'ai rien à changer à son tracé ; mais, contrairement à ce que j'avais pensé. elle s'arrête à 1 km. au N. d'Astoin, tandis que, d'autre part, elle se continue vers le S. par la faille du Blayeul. Enfin, le pli-faille de Tanaron et la faille qui d'Ainac à Norante, en passant par Digne, met les terrains jurassiques en contact avec le bassin tertiaire de Champtercier, n'est autre chose que la continuation du même grand accident, que je suis porté maintenant à considérer non plus comme une faille d'affaissement, mais comme un pli-faille inverse avec lambeaux de poussée (Crétacé supérieur de Thoard, Jurassique supérieur de Courbons). En effet, au S. de Digne, j'ai pu constater très nettement la présence d'un anticlinal liasique avec noyau triasique, déversé sur les conglomérats miocènes, avec interposition locale de Jurassique supérieur.

Le chevauchement de la bordure externe de la Haute-Provence sur les Chaînes Subalpines doit son origine à une poussée venant du N. E., à laquelle sont dus les plis qui affectent la partie est de la feuille de Digne [1].

Une écaille avec plissements dirigés du N. O. au S. E. se trouve refoulée sur une écaille avec plissements dirigés de l'O. à l'E., de telle sorte que les deux directions se rencontrent brutalement. Mais la poussée qui a donné naissance au pli-faille d'Astoin-Barles-Digne a également eu son contre-coup dans les Chaînes Subalpines elles-mêmes, car leurs plis O.-E., en partie antérieurs aux dépôts aquitaniens, ont été affectés par des chevauchements obliques à leur direction et concentriques au pli-faille qui marque la limite extérieure de la Haute-Provence.

Un premier chevauchement, qui m'avait échappé lors d'une première visite, est celui du Rocher de l'Aigle. La bordure N. E. du bassin de Reynier est relevée en anticlinal et refoulée sur ce bassin. Cet anticlinal couché, dont le noyau est constitué par des marnes oxfordiennes, présente un flanc renversé formé de Malm et de Néocomien laminé, réduit à quelques mètres d'épaisseur et poussé sur les grès aquitaniens.

Le deuxième chevauchement est celui de Saint-Geniez, que j'ai décrit précédemment. Contrairement à ce que j'avais supposé sur ma carte au 1/200.000, le Lias refoulé sur l'Oxfordien ne se continue pas entre St-Véran et Clamensanne. La région située entre la vallée de la Sasse et le Grand-Vallon est des plus disloquées. C'est la terminaison est des Chaînes Subalpines coincée entre le Gapençais, qui a exercé une poussée du N. O. vers le S. E., et le bord de la Haute-Provence, qui est refoulé de l'E. à l'O. Par suite de ces deux poussées agissant en sens contraire : la chaîne anticlinale de Lias et de Trias allant de Clamensanne à Astoin, avec une direction S.-O.-N. E., a été plissée en éventail et chevauche des deux côtés les dépôts jurassiques moyens.

[1] Anticlinaux de Beaujeu, de Blégiers, d'Auzet, du Bachelard. Le synclinal intermédiaire entre les anticlinaux de Beaujeu et de Blégiers paraît se continuer vers le S. E. par un synclinal couché de Nummulitique, visible au N. de Château-Garnier. La boutonnière aptienne de Thorame correspondrait à l'anticlinal de Blégiers.

Un important synclinal dirigé N.O.-S. E, traverse obliquement Gap S. E. et Digne N. E. Il commence à Savines, passe au Lauzet, puis dans le Laverq. Sa charnière est bien conservée au Mourre-Gros, dans la crête nummulitique qui va des Trois-Evêchés à Colmars (courses de 1888 avec M. Kilian).

ÉTUDES DANS LA SAVOIE, LE DAUPHINÉ, LE BRIANÇONNAIS ET LES BASSES-ALPES

PAR

M. W. KILIAN
Professeur à la Faculté des sciences de Grenoble
Collaborateur principal.

Avec la collaboration de MM. HAUG, collaborateur principal, RÉVIL, pharmacien à Chambéry et PAQUIER, Licencié ès Sciences, LEENHARDT, Professeur à la Faculté de Théologie de Montauban, DAVID-MARTIN, Professeur au Lycée de Gap, et P. LORY, Préparateur de géologie à la Faculté des sciences de Grenoble.

Deux **tournées générales** ont été faites par M. Kilian ; l'une, en compagnie de M. Révil, avait pour but de suivre vers le Nord les brèches nummulitiques des environs de Moutiers. *MM. Kilian et Révil* ont démontré que le Nummulitique[1] est représenté jusque dans le Nord de la Tarentaise, non loin des Chapieux, par une brèche polygénique, siliceuse et micacée, prise pour du Trias par Lory. par M. Zaccagna et par d'autres auteurs. La synclinale éocène des Aiguilles d'Arves se poursuit ainsi d'une façon à peu près continue jusque près de la frontière italienne, par Villarclément, le Cheval-Noir, Moutiers, le Quermoz d'Hautecour et Pierre-Menta. Cette brèche est l'équivalent de la brèche nummulitique de Chatillon près Taninges (Haute-Savoie).

Elle contraste avec une autre brèche, surtout calcaire, qui atteint dans le Briançonnais une grande puissance et dont M. Kilian a établi, il y a quelques années déjà, l'âge liasique (Brèche du Télégraphe). La *brèche du Chablais* présente une *très remarquable anologie* avec cette brèche *liasique* du Briançonnais et occupe la même place dans la série statigraphique ; elle peut lui être identifiée ainsi qu'il ressort des constatations que M. Kilian a eu l'occasion de faire pendant l'excursion de la Société géologique suisse dans le Chablais, sous la direction de MM. Renevier et Lugeon, et renferme, comme la brèche liasique du Galibar en Dauphiné, des intercalations de schistes rouges et violacés.

---

[1] V. *Bull. d'hist. nat. de Savoie*, septembre 1893.

MM. *Kilian et Révil* ont signalé, près de Bourg-St-Maurice (route des Chapieux) une *roche éruptive* en filons dans le Lias. Cette roche est, pour M. Termier, qui l'a examinée au microscope, une variété de diorite anorthosique quartzifère.

Feuilles Gap et Larche. — Ayant consacré spécialement son attention, cette année, aux environs de Guillestre et de Maurin ainsi qu'aux massifs voisins de Font Sancte (3.370 m.) et des Aiguilles de Chambeyron (3.406 m.), *M. Kilian* a constaté que toute cette région est constituée par une série de plis isoclinaux à pendage ouest, souvent transformés en *plis-failles inverses*, mais, somme toute, assez réguliers.

Les assises que fait apparaître un grand nombre de fois ce plissement intense sont de bas en haut :

1° *Conglomérat* (Anagénetes) permiens à galets de jaspe et argilolithes bigarrées (Chillol).

1b Schistes phylliteux et siliceux verts (Vallon de Marinet).

2° *Quartzites* triasiques. Très puissants (La Blachière, etc.).

3° *Calcaires phylliteux* identiques à ceux de la Vanoise, très développés et dont la partie inférieure est souvent remplacée par des *gypses et cargneules*. Ils contiennent de nombreux rognons de silex cariés. (Font Sancte. S. de Château Queyras, Vallon de Mary).

4° *Calcaires dolomitiques* très puissants, du même type que ceux de la Vanoise, du Thabor et du Briançonnais. Ils renferment des fossiles microscopiques dont l'étude est à faire.

5° *Calcaires gris*, bréchoïdes, représentant peut-être le Jurassique inférieur. — Calcaires noirs à *Ostrea costata*.

6° Calcaire rouge amygdalaire (Marbre de Guillestre) à *Duvalia*, Ammonites et Crinoïdes.

La transgression de ces derniers calcaires sur le Trias est remarquable et il est probable que le Lias fait souvent défaut. Leurs affleurements sont nombreux dans les parties élevées ; ils s'étendent à l'Est (La Mortice, sommet de Panestrel, Aiguilles de Chambeyron) jusqu'à peu de distance de la zone des Schistes lustrés, près de Maurin.

7° Le Flysch s'étend en transgression manifeste jusque dans le Massif de Font-Sancte où il couronne plusieurs sommets.

Feuille St-Jean-de-Maurienne. — *M. Kilian* a exploré en détails les environs de St-Martin-de-Belleville ; il y a constaté un grand développement des argilolithes et des grès, à teintes vives, du système permien, alternant avec des quartzites triasiques (synclinal). Il a constaté en outre que la Montagne du Niélard possède une structure plus compliquée qu'il n'avait semblé jusqu'à présent,

au lieu de comprendre un seul synclinal de brèches jurassique et tertiaire, elle en présente deux, séparées par un anticlinal triasique, le même qui, brusquement infléchi vers l'Est, par suite de l'effet de l'érosion sur son plan axial incliné, fait apparaître le Permien et le Houiller près de Villarly. A l'Ouest de Crève-Tête et du Niélard règne un anticlinal, devenant un pli-faille, et faisant affleurer les quartzites sur le versant O de Crève-Tête. Ce pli est la continuation directe de l'Anticlinal du Mont-Charvin-Echaillon-Montaimont en Maurienne, tandis que les plis du Niélard-Villarly-Fontaine et de St-Jean-de-Belleville-Villard-Lurin (synclinal) sont la suite manifeste de l'empilement de la Grande-Moenda, qui lui-même peut être suivi au Sud jusqu'en Dauphiné, par Valloire. Tous ces plis traversent l'Isère entre Aigueblanche et Brides, pour se continuer vers le Nord.

Un petit lambeau houill fossilifère a été découvert par MM. *P. Lory et Paquier* dans le noya.. anticlinal (étiré, à surface ondulée transversalement) du Mont Charvin près de St-Jean-d'Arves.

Feuilles Grenoble et Vizille. — M. *Kilian* a poursuivi ses tournées de révision ; dans le bassin du Drac, il a constaté, près de Vif, l'existence d'une bande de Jurassique moyen (Dogger), confondue avec le Lias sur la carte. Son attention a également été portée sur les dépôts pleistocènes dont il espère donner une description dans un avenir peu éloigné.

La localité d'Aspres-les-Corps est remarquable par la discordance très nette qui y sépare les Schistes cristallins du terrain houiller et qui, dans la même coupe, se juxtapose à la transgression non moins nette du Trias et du Lias sur le Houiller.

La *continuité* du synclinal houiller d'Entraigues en Valbonnais, figuré en deux tronçons sur la carte a pu être également établie.

M. *Révil* a étudié, sur le bord oriental de la première zone alpine, les vallons de Cellier et des Avanchers (feuilles Saint-Jean-de-Maurienne et Albertville). Il a constaté la continuation vers le Nord, jusque sur les bords de l'Isère, du synclinal bajocien du col de la Madeleine. M. Révil a également délimité les bandes triasiques et houillères plus ou moins étirées qui sont là fréquemment *renversées* et s'enfoncent sous les schistes cristallins de la 1re zone, disposées en éventail.

M. *David Martin* a continué à explorer les formations pléistocénes des vallées de la Durance et du Buech (feuilles Die et le Buis). Il y distingue, outre les dépôts glaciaires (glaciaire *local* et glaciaire *briançonnais*), des alluvions modernes, des cônes de déjections, des tufs et des limons.

Feuille le Buis — M. *Kilian* s'est occupé des dépôts de transport qui, entre

Mison et Sisteron, forment un vaste plateau triangulaire en amont du confluent de la Durance et du Buech. Il y a constaté :

1° Des alluvions *préglaciaires* formant une *haute terrasse* et constitué exclusivement par des galets de la Durance, (505-550 m.) ;

2° Des dépôts glaciaires avec boue, cailloux striés, etc., couronnant cette haute terrasse et limités à sa surface à l'exclusion des terrasses inférieures ;

2 *bis* Alluvions de fonte recouvrant la boue glaciaire et mêlée à des blocs erratiques (Chantereine, 568 m.) ;

3° Trois terrasses postglaciaires (à 505 m.,450 m.,et 445 m).se confondant par places en une seule ;

4° Des alluvions modernes, (de 400 à 415 m).

La haute terrasse (préglaciaire), se retrouve en aval de Sisteron où elle est superbement développée (E. de St-Domnin, sur la rive droite, St-Pui, Brisc, sur la rive gauche), puis s'abaisse et disparaît près de Lurs ; elle est parsemée de blocs erratiques intra-alpins (bloc d'amphibolite à Signavoux près Siteron, etc.).

La terrasse postglaciaire se continue également à Sisteron (gare), et du côté de Peipin.

La révision définitive de la région de Lure a amené M. *Kilian*, à considérer le pli-faille de Lure à l'E. de Valbelle comme incliné, ainsi que le démontre la trace sinueuse de cet accident à l'intersection des vallées.

La partie méridionale de Lure *chevauche* donc très nettement sur la portion septentrionale Ce résultat confirme l'hypothèse d'une poussée sud-nord, émise dès 1888, par M. Kilian.

Feuille le Buis. — M. *Paquier* signale dans la série des terrains qui affleurent dans le quart N.-E., de cette feuille les faits suivants : Les Gypses et Cargneules de Montroud et de Lazer, considérés depuis Lory comme calloviens, sont accompagnés de minéraux assez variés, notamment de Calcite, de Pyrite, d'Oligiste et de Célestine en épais filons.

Au centre du bassin crétacé d'Eygalayes, il a rencontré un lambeau tongrien constitué par un calcaire à *Limnea albigensis*, Noulet, dont la faune sera étudiée ultérieurement. Ce nouvel affleurement est situé bien plus avant dans les chaînes subalpines que ceux du même âge dont l'existence était connue jusqu'à ce jour.

La structure de cette région montre une série de bassins elliptiques, de grand axe orientés E.-O., conformes aux descriptions classiques qui en ont été données. Leur pourtour est constitué par des anticlinaux déjetés vers le Sud, toujours fortement étirés et présentant de nombreuses dislocations (plis-failles, chevauchements).

Feuille St-Jean-de-Maurienne. — Sous le village de Verneil, M. Paquier a rencontré un affleurement de Rhétien fossilifère. Dans des grès calcaires il a rencontré avec *Avicula contorta*, Portl., de nombreux Lamellibranches.

Sur le flanc de la colline de la Table, dans les schistes à rognons calcaires, d'âge bajocien, il a observé la présence de fossiles de la zone à *Ludwigia Murchisonæ*, et de la zone *à Lioceras concavum*.

Vallée de l'Ubaye

Poursuivant leurs observations aux environs de Barcelonnette, MM. *Kilian* et *Haug*, ont constaté :

1° Que le massif de l'Olan (chapeau de Gendarme de la carte) est une *masse de recouvrement*, reposant sur le Flysch et l'Oxfordien. On peut y reconnaître une charnière anticlinale (Trias et Lias) très nette et un synclinal accessoire supérieur). Ce lambeau fait partie du même pli-coucbé que le massif des Siolanes, celui du Caire et le Morgon. La racine de ce pli doit être cherchée au N.-E., dans l'Embrunais ;

2° Le massif du Caire près de Méolans, également charrié, montre deux anticlinaux (Trias-Lias), superposés et couchés sur le Flysch et dont la clarnière est conservée ;

3° De la Bouzoulière à Faucon, s'observe un autre anticlinal couché vers le S. et faisant apparaitre le Trias étiré et le Permien (ravin des Sanières, au-dessus du Flysch) ;

4° Près de l'Hubac de Jausiers, MM. Kilian et Haug ont découvert un affleurement de Trias *sur* le Jurassique représentant également un lambeau de pli couché étiré ;

5° Au col de Famouras, le Lias présente un faciès silicieux à Bélemnites, Entroques, Bivalves (*Gr. arcuata*, *Gr. cymbium varigigantea* et *Lima*, sp) et Brachiopodes (*Spirierina rostrata*, *Rynchonella variabilis*, *Zeilleria*. etc.), faciès non encore signalé dans la région. Cet affleurement, ainsi que les quartzites triasiques du Joug de l'Aigle, les gypses et le Malm à *Hiboliles*, du col des Olettes, les gypses de Bragous, etc., font partie d'un même *anticlinal étiré*, plongeant vers l'Embrunais et actuellement démantelé par les érosions.

Enfin, le massif du Morgon lui-même appartient à la même série de plis couchés, refoulés du N.-E., sur des plis préexistants. Il est constitué par un vaste synclinal de Trias et de Lias reposant sur les marnes aptiennes, sans interposition d'anticlinal couché, même étiré.

FEUILLE DU BUIS

PAR

M. LEENHARDT
Professeur à la Faculté de Théologie de Montauban
Collaborateur adjoint

1° Identification des gypses dits calloviens de Montrond, Eyguians et Lazer avec la formation métamorphique décrite sous le nom d'Horizon de Suzette. Cette formation occupe une surface assez étendue dans la partie S.-O. de la feuille, où elle affecte la Mollasse helvétienne aussi bien que les marnes calloviennes. Elle fera l'objet d'une étude spéciale.

2° Extension vers le Nord de la couche néocomienne à fossiles tithoniques remaniés, déjà relevée dans les explorations de 1891 aux environs de Montbrun. L'épaisseur de cette couche est variable, elle peut atteindre 4 à 5 mètres ou se réduire à quelques nodules. Elle diffère des couches grumeleuses ou bréchoïdes fréquentes dans la zone de Berrias, par la présence de fragments empâtés de roches et de fossiles tithoniques ; ceux-ci sont presque toujours fragmentaires, parfois bien conservés, le plus souvent usés ou corrodés. Leur ensemble, comme la pâte des fragments de roches, se rapporte surtout au tithonique inférieur Cette couche occupe une position nette à la limite de C_v - C_{vi}, dans les premières alternances de marnes à fossiles ferrugineux qui commencent le régime de la zone à *Am. Roubaudi*. Il convient peut-être de la laisser dans C_{vi} en raison de l'absence, dans les couches marneuses adjacentes, des espèces les plus caractéristiques de C_v. Mais de quelque côté qu'on place l'accolade, la présence de ces fossiles n'en est pas moins singulière dans une région où la concordance entre le Jurassique et le Crétacé paraît si évidente. Le cadre de ce résumé ne permet pas d'entrer dans les considérations que suggère la statigraphie locale et qui pourraient peut-être fournir une explication de la présence de ces fossiles, sans recourir à un charriage lointain dont ils ne portent pas la trace.

3° Extension de la mer Helvétienne. Le long du synclinal faillé Ventoux-Lure, on rencontre une bande de Mollasse qui est largement représentée dans le petit bassin de Montbrun et dont on retrouve des lambeaux jusqu'au-delà du Barret à 1100 mètres d'altitude. Au Nord de cette ligne elle semblait avoir disparu. Elle y possède cependant un témoin remarquable dans le synclinal qui, écrasé et faillé dans sa partie occidentale, s'étale vers Gresse pour former le bassin Cénomanien de Mévouillon et ne se fermer avec le Jurassique que dans la gorge

de la Méouge. C'est en effet la Mollasse calcaire à *Pecten praescabriusculus* qui forme le grand abrupt rocheux placé au travers de la vallée à Mévouillon Elle repose en discordance sur les grès cénomaniens sans l'intermédiaire ordinaire des marnes lacustres qui occupent l'extrémité Est de ce même synclinal cénomanien vers Eygalayes, où elles sont l'objet des études de M. Paquier. La discordance entre ces deux termes du Tertiaire de la région, indiquée partout, est ici particulièrement évidente puisqu'elle entraîne leur séparation toute exceptionnelle.

4° Existence dans ce bassin des grès à *Am. Mayori*. Du Néocomien au Cénomanien la sédimentation ne présente aucune interruption. Le Gault doit être cherché dans les marnes noires légèrement gréseuses qui forment, avec les marnes noires aptiennes, un tout inséparable, à la partie supérieure duquel s'intercalent des bancs de grès marneux à *Am. Mayori*. Les grès et les sables, qui, dans le bassin voisin d'Eygalier, supportent ces grès à *Am. Mayori* et représentent la zone à fossiles du Gault de Clansaye et d'Apt, font ici défaut. Dans le bassin de Montauban et de Ste-Jalle, on ne trouve plus qu'un développement considérable de marnes peu fossilifères, avec une faune assez particulière dans le dernier et qui conduira probablement jusqu'au Gault.

5° Comme accidents stratigraphiques on peut relever :

a Le synclinal eu boucle renversée de la Rochette.

b Les renversements du Jurassique et du Néocomien fréquents le long des arêtes formées par des anticlinaux ouverts dont la retombée se renverse sur le synclinal adjacent. Sans atteindre les proportions qu'il a dans la montagne du Buc, ce phénomène se retrouve à divers degrés sur un grand nombre de points : Montagnes des Tunes, d'Astouraye, de la Clavelière et son prolongement Ouest, etc.

c Curieuse disparition d'une retombée de voûte néocomienne dans les marnes oxfordiennes à Giffort, expliquant peut-être la présence du lambeau de Néocomien isolé au milieu des marnes oxfordiennes à Izon (M. Paquier).

d La pénétration des calcaires marneux de J^3 dans le Néocomien moyen près de Verdun, donnant ainsi lieu à une faille en voûte.

e Le singulier accident de la montagne d'Autuche qui fait apparaître une étroite bande de marnes oxfordiennes, de chaque côté de laquelle viennent butter en série inverse tous les étages représentés dans la région, jusqu'à la Mollasse helvétienne, à peu près complète, tombée dans une fosse au milieu des terrains secondaires. Cet accident est en rapport avec le grand développement de cargneules (Horizon de Suzette) dont il a été question plus haut.

f L'évidence locale du double rapport inverse entre les allures des accidents stratigraphiques, fonction de l'épaisseur et de la nature des sédiments, et les variations d'épaisseur des masses affleurantes, fonction de la dynamique.

g Enfin la présence vers le milieu de la feuille de deux grands synclinaux jurassiques, complexes et faillés dans leur partie Ouest, largement étalés dans leur partie Est. Le premier convexe vers le Nord qui va de la montagne d'Autuche à celle de Chamouse ; le second, convexe vers le Sud, qui se greffe sur le premier au Sud de Ste-Euphémie et se termine vers St-Pierre d'Avez.

ÉTUDE DU DEVOLUY, DES ENVIRONS D'ALLEVARD ET DU VAL D'ISÈRE

PAR

M. PIERRE LORY
Préparateur à la Faculté des sciences de Grenoble,
Collaborateur auxiliaire.

I. — Massif du Dévoluy.

Au point de vue tectonique, deux régions sont à distinguer dans ce massif : l'occidentale (Beauchêne, Lus, chaine du Ferrand) appartient aux *chaines subalpines* et plusieurs plis du Diois s'y prolongent ; elle présente à l'est un grand synclinal qui traverse tout le Dévoluy, de Montmaur à la Haute Brèche de Saint-Disdier. L'orientale se rattache à la *zone alpine marginate* : elle a été poussée sur la précédente, sous forme d'un anticlinal jurassique couché, que l'on suit du Petit Buech à la Cluse et qui a pour prolongement probable vers Agnières et Saint-Disdier un pli-faille peu net dans le Flysch. Cette région a fait partie, postérieurement au Flysch, de la même zone de plissements que les environs de Saint-Bonnet ; sur le bord oriental de cette zone a été refoulée une nouvelle *écaille* (anticlinal couché de Soleil-Bœuf) [1].

Les faciès *subrécifaux* prédominent dans le Néocomien supérieur de Lus-la-Croix-Haute et se montrent associés au faciès détritique jusque dans les couches qui recouvrent les marnes aptiennes.

Les calcaires à Nummulites (*Eocène supérieur*), qui présentent à la base des conglomérats à *Ostrea gigantea* Brand, ravinant le crétacé supérieur, s'étendent dans la direction S.O., en prenant un faciès de plus en plus littoral, jusque vers le col du Festre. Au-dessus viennent : 1° à l'E. du pli-faille, des calcaires marneux, à Térébratules et Bryozoaires à la base, petits bivalves et huitres du groupe de *O. Brongnarti* au sommet ; puis des marnes noires à débris de poissons (2) ; enfin le *Flysch* typique. 2° A l'O., des grès verdâtres à empreintes végétales, recouvertes par la *Mollasse rouge*, dont on voit, dans le ravin des Gicons, le sommet passer au Flysch. Comme d'autre part la Mollasse rouge, dans la vallée de la Béoux, passe supérieurement à la *Nagelfluhe* à cailloux exotiques,

[1] Voir *Ch. Lory, Descr. du Dauphiné.*
[2] Ce sont les assises signalées par M. *D. Martin* (*Rapp. Musée de Gap, 1893*).

que l'on s'accorde à regarder comme *miocène*, il faudrait conclure qu'*en Dévoluy la formation du Flysch a continué au moins jusqu'à la fin de l'Oligocène.*

Au S. du Festre on trouve encore sous la Mollasse rouge les grès verdâtres ; ils recouvrent un ensemble de brèches calcaires et de couches marno-sableuses généralement lie-de-vin contenant des *Helix.*[1] Ces assises dans lesquelles ont reconnait une espèce aquitanienne, *H. Moroguesi*, Brongn[2] sont identiques à celles qui constituent en grande partie le *Tertiaire de Lus*, que l'on suit d'ailleurs vers le S.E. jusque au Col des Esclas, à 5 km de la Cluse.

II. — Feuille de Saint-Jean-de-Maurienne (Allevard).

Sur la bordure occidentale du Massif d'Allevard, M. P. Lory a, pour la première fois, signalé :

Un épanchement de *Spilite*, dans le Trias au-dessus du col de Bariot ; — l'intercalation de la *Brèche* d'Allevard, assimilée par M. Kilian à une partie de la Brèche du Télégraphe, dans des calcaires et schistes liés par la base aux Cargneules et qui doivent représenter l'Infra lias ; — la présence de *Am. margaritatus* Montf, à la base du Lias schisteux absolument comme dans le Gapençais. — Au point de vue tectonique, il a constaté que le faisceau de *plis marginaux* très étirés, déversé vers le bord subalpin, dont les prairies du Merdaret fournissent d'excellentes coupes, pouvait être suivi sans interruption de la vallée du Bréda jusque dans la chaine de Belledonne proprement dite.

III. — Feuilles Tignes et Bonneval

Dans quelques excursions faites en Haute Tarentaise sous la direction de M. Marcel Bertrand, M. Lory a vu nettement, dans les crêtes de la Traversière, les *Schistes lustrés* de la Sassière reposer sur des Marbres phylliteux triasiques, recouvrant eux-mêmes un ensemble de grès métamorphiques et de quartzites à Séricite qu'il est naturel de rapporter au Permo-Carbonifère. Cette observation tend, comme celles de M. Bertrand, à établir *l'âge triasique des Schistes lustrés de la Sassière.* Au S.E. de la Traversière (Crêtes de la Goletta) certaines bandes de Schistes lustrés paraissent même être simplement intercalées dans les calcaires triasiques et passer latéralement à eux.

Dans un autre massif de Schistes lustrés, au Pelaou-Blanc, il y a à signaler les allures d'une *Serpentine*, qui coupe obliquement les couches des schistes, tandis qu'elle s'est épanchée en nappe entre ceux-ci et les calcaires triasiques.

---

[1] Signalées par M. D. Martin (*loc. cit.*).
[2] Détermination faite sous la direction de M. Depéret.

CHAINE DE BELLEDONNE

PAR

M. A. OFFERT
Chargé de cours à la Faculté des Sciences de Lyon,
Collaborateur adjoint.

INTRODUCTION

Dans le courant de l'année 1893, j'ai fait un certain nombre de courses dans la partie de la feuille d'Albertville comprise entre l'Arc et l'Isère d'une part, le vallon de Celliers et la limite Sud de la feuille d'Albertville d'autre part.

La ligne N.E.-S.O. qui passe par le col de Basmont et les deux vallées du Bayet et de Monsapey partage cette région en deux parties à peu près égales. Dans la partie Nord je n'ai fait encore que quelques courses d'ensemble et mes résultats sont encore trop incomplets pour que je juge utile de les donner. Dans la partie Sud, au contraire, mes études, bien qu'encore imparfaites, sont plus complètes; elles me permettent de donner une description sommaire de cette région.

On peut la définir en quelques mots en disant *qu'elle est le prolongement vers le Sud de la chaîne des Aiguilles Rouges et du Prarion* décrits par M. Michel Lévy.

On sait que les travaux de M. E. Ritter ont établi le prolongement du Prarion jusqu'à l'Isère. La région que j'ai étudiée est la suite naturelle de celle qu'a étudiée M. Ritter ; elle renferme comme celle-ci, en allant du Sud au Nord, le synclinal renversé du col de Voza, l'anticlinal Est du Prarion, le pli faille du Prarion ouvert en synclinal, l'anticlinal Ouest du Prarion.

Synclinal du col de Voza

Je rappellerai d'abord que les travaux de MM. Ritter et Revil ont montré que ce synclinal renversé se prolonge jusqu'à la rive droite de l'Isère par la bande houillère de Petit-Cœur.

Nous avons pu, M. Revil et moi, prolonger ce synclinal sur la rive gauche de l'Isère et nous avons étudié en commun sa bordure houillère. Celle-ci, après avoir traversé l'Isère reste cantonnée sur la rive droite du ravin de Celliers ; elle traverse obliquement la crête de la montagne qui constitue la rive gauche du ravin de Celliers puis, s'enfonçant en profondeur sous le lias, elle se rapproche du ruisseau et finit par disparaitre à la hauteur du Creuset en face de Chezalet. A partir

de ce point on peut considérer la bande houillère comme perdue en profondeur sous le manteau liasique et triasique qui recouvre l'anticlinal voisin dont je vais maintenant m'occuper.

Je signalerai la présence dans cette bande houillère de deux petites mines de charbon jadis exploitées et maintenant abandonnées. L'une est située au-dessus du Cudrey, l'autre est en face de Villard-Benoit un peu en contrebas du sentier.

A signaler également l'existence de deux filons métallifères l'un en face de Villard-Benoit un peu au-dessus de la petite mine de charbon signalée plus haut, l'autre au Creuset même.

Anticlinal Est du Prarion

Les travaux de M. Ritter ont montré que cet anticlinal atteint la rive droite de l'Isère entre N.-D. de Briançon et la Planche.

Les miens établissent l'existence de l'autre côté de l'Isère du prolongement de cet anticlinal. Constitué presqu'exclusivement par des schistes précambriens (x) il forme les deux rives du ravin de Celliers. Dans le haut de ce ravin, l'anticlinal s'abaisse en profondeur et les roches anciennes apparaissent pour la dernière fois, à côté du pont de la Thuile, sous forme de schistes précambriens granulitisés. Le reste du ravin est creusé dans un manteau liasique et triasique qui recouvre l'anticlinal perdu en profondeur. Je rapprocherai ce manteau des témoins triasiques signalés par M. Ritter qui recouvrent à 2600 m. d'altitude les sommets du Grand Rognoux et du Grand-Mont. Je signalerai également la présence au cœur de cet anticlinal d'un dyke cristallin de granulite qui apparait sur les deux rives de l'Isère. Sur la rive droite il affleure au-dessus de l'entrée du tunnel du chemin de fer. Sur la rive gauche de l'Isère on le voit affleurer sur la rive droite du ravin de Celliers à côté de l'Eglise de N.-D. de Briançon. La zone d'injection de ce petit massif de granulite est extrêmement restreinte.

Pli-faille du Prarion

Le pli-faille du Prarion, d'après M. Ritter, s'ouvre en synclinal sur la feuille d'Albertville et se poursuit jusqu'à l'Isère.

Une course commune nous a permis, à M. Ritter et à moi, de retrouver le passage de ce synclinal, à l'état de grès houiller, aux Charvet et à Chaven tout près de la rive droite de l'Isère.

C'est également à l'état de houiller que j'ai retrouvé ce synclinal sur la rive gauche de l'Isère. La bande houillère reparait sur cette rive à 5 minutes au Sud de la Rochette, puis, presque sans interruption, elle se dirige vers Pussy qu'elle traverse, elle passe ensuite, à la Frasse où se trouve une petite ardoisière exploitée par les habitants de Pussy, à la Freydaz, elle laisse à l'Est le Chezalet, la Thuille, la Chapelle, Celliers, elle reparait au Sud de Celliers dans les combes de la Valette et dans la combe des Plans, puis elle finit par disparaître au-dessous du col de la Madeleine (feuille de St-Jean-de Maurienne) où le lias vient buter directement contre le cristallin.

Pendant ce long parcours, ce synclinal reste presque constamment vertical, s'inclinant légèrement tantôt à droite tantôt à gauche. A partir du Chezalet il adopte le plongement vers l'Ouest et s'enfonce sous les roches cristallophylliennes de l'anticlinal suivant.

Je signalerai la présence dans les ardoises houillères situées à l'Ouest du Chezalet d'empreintes indéterminables mais présentant l'aspect nacré de celles de Petit-Cœur.

Anticlinal Ouest du Prarion

L'anticlinal Ouest du Prarion, d'après M. E. Ritter, se prolonge jusqu'à l'Isère où il aboutit entre la Planche et Langon. Cet anticlinal est même dédoublé et il renferme en particulier près de l'Isère, au-dessus de Cevins, un petit synclinal liasique et triasique dont, M. Ritter et moi, nous avons pu établir en commun la situation.

Cet anticlinal dédoublé traverse l'Isère, mais, contrairement à ce qui se passe sur la rive droite de l'Isère, c'est l'anticlinal inférieur qui est le plus développé et l'anticlinal supérieur qui est le plus écrasé. Le dédoublement est indiqué par l'existence à côté des Teppes d'un petit synclinal liasique prolongement de celui de Cevins. Malgré mes efforts il ne m'a pas été possible jusqu'ici de retrouver plus au Sud un autre jalon de ce dédoublement. L'anticlinal est formé presqu'exclusivement par du ($x\gamma^1$). Il renferme presqu'en son centre une bande d'amphibolites feldspathisées à peu près parallèle au synclinal houiller précédemment décrit. Il convient de rapprocher cette bande d'amphibolites des amphibolites de la Cascade du Dard et de Benetan.

Enfin je signalerai également dans cet anticlinal, deux petits filons de granulite situées l'un au-dessus du lac des Plans et l'autre à côté de l'endroit appelé les Montagnes. Enfin le flanc Ouest du Mont Bellachat est constitué par un magnifique dyke de granite à amphibole dont les blocs énormes encombrent les ruisseaux des environs de Pussy. Il y a lieu de rapprocher ce dyke éruptif, des deux dykes également éruptifs d'Outray et du Bersend situés près de Beaufort dans ce même anticlinal Ouest du Prarion.

Synclinal du col Joly

Ce synclinal vient aboutir près de l'Isère à Langon ; il est alors à l'état de houiller ; nous avons pu le constater ensemble, M. Ritter et moi.

Ce synclinal traverse l'Isère un peu au Nord de l'embouchure du Bayet et, toujours à l'état de houiller, il se dirige à peu près dans la direction du Mont Bellachat, sur le flanc Est duquel on peut constater son passage.

Au col de Basmont et dans les environs de ce col, il est flanqué d'un massif assez considérable de lias dans lequel on a jadis ouvert une petite carrière d'ardoises maintenant abandonnée. Cette carrière est située au S.S.E. de la Savoye sur la rive droite du Bayet.

Je pense pouvoir rattacher à ce synclinal le synclinal également houiller dont j'ai constaté le passage derrière Argentine, mais mes études encore incomplètes dans cette région ne me permettent pas de l'affirmer.

A ce dernier synclinal appartiennent également des schistes talqueux renfermant des filons de talc dont on retrouve de nombreux passages derrière Argentine d'une part puis plus au Sud sur la feuille de St-Jean-de-Maurienne au Pontet, entre Remy et St-Léger, au Roc de Fremezan, à Combe-Rousse et dans la combe du Tepey auprès de St-Colomban-des-Villards.

Je me propose de compléter ces études dans le courant de 1894.

LA PREMIÈRE ZONE ALPINE DANS LA PARTIE NORD-EST DE LA FEUILLE D'ALBERTVILLE

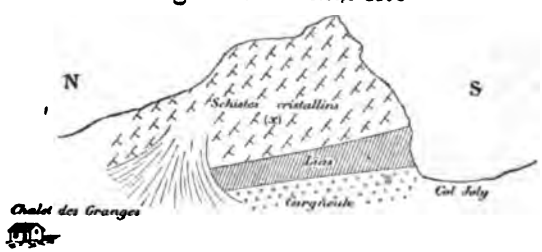
PAR

M. ÉTIENNE RITTER
Collaborateur auxiliaire

Les plis étudiés au Prarion par M. Michel Lévy se poursuivent au S. jusqu'à l'Isère de la manière suivante :

1° Le synclinal du col Voza, qui avait disparu par laminage au N. des Contamines reparait près de Nant-Borrant et se continue sur le flanc N. puis W. de la chaine de la Roselette, où il est représenté par des calcaires liasiques ; son jambage normal affleure comme cargneule dans les vallons de la Gitte et de Roseland, tandis que le cœur du pli, liasique et jurassique forme les escarpements de Rocher Merles, Rocher du Vent et Roc Riolley.

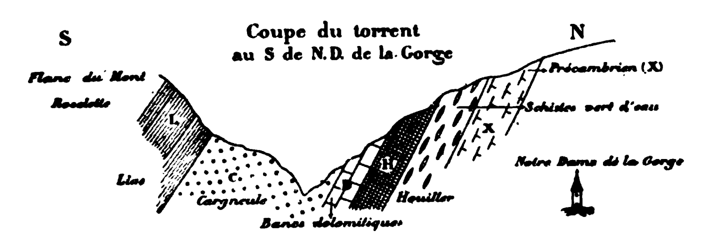
Aiguille de Roselette 2390ᵐ



Au mont Acrais le synclinal s'avance à l'W. et recouvre le prolongement au S. de l'anticlinal de la pointe de Méraillet. Ce fait s'explique par la présence des

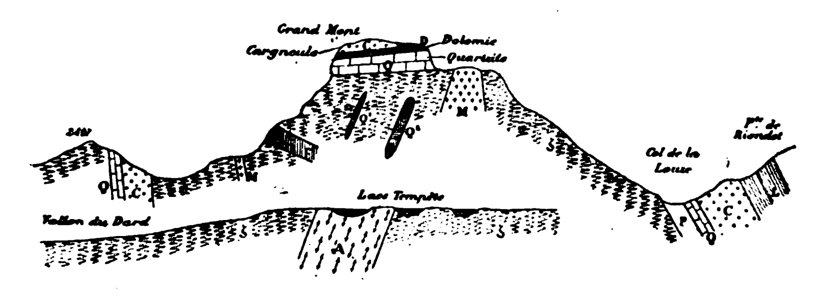
deux môles granitiques et rigides du Bersend et d'Outray ; lors de la poussée alpine, les terrains mézozoïques des Acrais, ne pouvant pas repousser les culots éruptifs placés devant eux, ont chevauché sur les roches anciennes qu'on voit affleurer dans la vallée de Poncellamont.

Le synclinal se poursuit au S. au col de la Louze, au Roc Marchand, à Darbelay et à Petit Cœur où M. Révil et moi l'avons suivi, entre ces deux dernières localités, et est accompagné d'un anticlinal secondaire.



2° L'anticlinal E. du Prarion reparait à Beaulieu et se prolonge jusqu'à Notre-Dame-de-la-Gorge et la Jat comme schistes cristallins. Plus au S. ildisparait sous la cargneule du col Joly et émerge de celle-ci, sur l'autre versant du col, à l'W. des Péchettes.

En ce point il se subdivise en deux anticlinaux secondaires : l'un à l'W, peu important, formé par des grès et des poudingues houillers, disparait définitivement au S. du Cormet de Roselend, l'autre constitue les massifs des Enclaves et de Pointe de Méraillet. Il débute par des grès houillers ; ceux-ci font vite place à des schistes du même terrain, qui vers le Sud deviennent de plus en plus cristallins et passent graduellement au type des schistes précambriens (X). Au sommet des Enclaves comme au Prarion, l'on retrouve un manteau triasique qui repose avec une discordance de 60° à 90°, sur les schistes cristallins et houillers redressés.

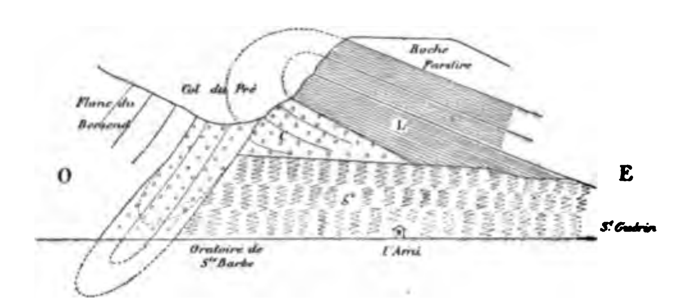


Au S. de Pointe de Méraillet, le synclinal de Roche Parstire recouvre l'anticlinal qui réapparait dans la vallée de Poncellamont et forme au S. les sommets du Grand-Rognoux et du Grand-Mont, couronnés tous deux de manteaux triasiques ; il est curieux de voir à 2.698 m. d'altitude le trias reposer horizontalement et en discordance complète sur les schistes cristallins redressés.

Au sommet du Grand-Mont, les schistes sont percés par un dyke de microgranulite.

Au S. dans le vallon des lacs Tempête on trouve un gisement d'amphibolites et d'éclogites, rappelant même par sa position topographique, celui du lac Cornu dont il semble être la suite naturelle. Le pli atteint l'Isère entre Notre-Dame-de-Briançon et la Planche.

3° Le pli-faille du Prarion, s'ouvre en synclinal entre Colomba et la Jat ; il forme le mont de l'Ugie au sommet du col Joly : sur l'autre versant du col il se



poursuit au travers du lac de la Girotte, dans le ravin du Célestat, au col du Pré, dans le ravin des Combettes jusqu'au vallon du Dard où les terrains mézozoïques cessent d'affleurer ; une mince bande de calcaires liasiques jalonne son passage au pied du Pic de Chamborcier coté 2510 m. : il se montre de nouveau à Chaven où M. Offret et moi l'avons retrouvé comme grès houillers et se continue de là jusqu'à La Planche au bord de l'Isère.

4° L'anticlinal W. du Prarion apparait, comme schistes houillers noirs près de la Jat dans le lit du torrent qui descend du col Joly : c'est comme houiller également qu'il affleure sur l'autre versant du col, au S. des Péchettes où se trouve le célèbre gisement fossilifère de Colombe en Empulent ; au S. de ce point le pli se subdivise en deux anticlinaux qui correspondent, comme nous l'a fait remarquer M. Michel Lévy aux plis monoclinaux du Prarion ; l'anticlinal reste dédoublé depuis là jusqu'au bord de l'Isère.

De ces deux anticlinaux, le plus important situé à l'E. est percé par les dykes granitiques du Bersend et d'Outray, qui sont probablement deux môles anticlinaux distincts, tandis que l'autre, très écrasé, forme le pied de ces deux montagnes ; ils sont séparés par un synclinal où affleurent le trias et le lias.

Ces deux anticlinaux parallèles se poursuivent au S. d'une manière très régulière jusqu'à l'Isère, où le plus oriental est illustré par un culot de protogine de rebrassement qui a profondément injecté les schistes encaissants.

A la cascade de Benetan l'on rencontre, au cœur des deux anticlinaux probablement, deux traînées de schistes amphiboliques.

5° De dessous le synclinal à peine indiqué du Mont Joly et de la chaine des Aiguilles sort un synclinal profond, qui, à partir d'Annuit, suit le cours du Dorinet, tandis qu'à l'W. et au S. deux anticlinaux anciens qui émergent également

de dessous le synclinal du mont Joly constituent les massifs de Bisanne et du Mirantin.

Sur le flanc du Bersend le synclinal est représenté en partie, par la brèche du Télégraphe, liasique, qu'on retrouve ainsi très loin au N.; plus au S. le synclinal élargi forme la base du Mirantin, entre les Chesaux et Planvillars; il se continue au S. par le col de la Bâtie et Benetan et vient se terminer près de l'Isère à Langon.

LES GRANDES ROUSSES

PAR

M. P. TERMIER

Ingénieur des Mines
Attaché au Service central

Voir le Bulletin nº 40 qui est sous presse.

CHABLAIS

LA BRÈCHE DU CHABLAIS

PAR

M. LUGEON
Assistant de géologie à l'Université de Lausanne,
Collaborateur auxiliaire

Des recherches actives nous ont permis de terminer complètement nos tracés. Nous avons pu vérifier l'idée que nous avions déjà l'année dernière, savoir que tout le massif de la brèche de Chablais de 30 kilomètres de long, sur 14, dans sa plus grande largeur, *repose partout*, par contact anormal, sur les régions voisines, au N.-W. sur les Préalpes extérieures, au S.-E. sur les Hautes-Alpes calcaires (faciès faucignien). Tout autour de la région on trouve de nombreux lambeaux de recouvrement, plus ou moins éloignés de la région mère. Quelques-uns sont placés à des distances de 3 et 4 kilomètres. Les dislocations sont parfois très compliquées sur le bord de la région, surtout dans la partie comprise entre St-Jean d'Aulph et Abondance, où le contact anormal s'enfonce en coin dans la masse du flysch de la partie recouverte. Ailleurs, par contre, le contact anormal est simple ; le trias repose tantôt sur le flysch, tantôt sur le crétacique supérieur. Il en est ainsi de Chalune à Taninge, où un lambeau de carbonique s'interpose entre le trias et le crétacique, puis de Taninge au Col de Coux (Val d'Illiez) et de là à Tréveneusaz (Vallée du Rhône). Là c'est la brèche liasique et jurassique qui repose elle-même sur les terrains recouverts. La complication devient extrême. Trévenensaz repose par contact anormal sur la mollasse rouge, puis sur ce paquet (à faciès indépendants de ceux de la région de la brèche), vient se coucher le système de la brèche de Chablais. L'étude de cette partie permet de constater que des plissements se sont fait sentir entre le flysch et la mollasse rouge. Puis on remarque la singularité suivante : le mouvement supérieur (celui de la brèche de Chablais) a dû s'effectuer après les dépôts du flysch, tandis que le paquet de

Trévenensaz, immédiatement *dessous*, s'est couché à l'époque de la mollasse rouge. Au milieu du flysch recouvert par la mollasse rouge se développent deux beaux plis à faciès des Hautes-Alpes. Un peu au nord, l'accident se complique encore par un pli-faille très intense (Vionnaz) appartenant au paquet intermédiaire de Trévenensaz. La partie située au N. de Praz de Lys, présente aussi de nombreuses complications.

Le petit massif de Culet et de Savonnaz (Val d'Illiez), placé entre la région des Hautes-Alpes et celle de la brèche de Chablais est indépendant de l'une comme de l'autre. Les faciès rappellent ceux des Préalpes extérieures. Il était recouvert anciennement par le massif de la brèche comme l'indique un recouvrement de trias sur Savonnaz.

Nos subdivisions établies dans le complexe brèchifère se sont maintenues dans toute la région. Dans la Pointe de Grange, sur 4 kilomètres, le crétacique repose normalement en synclinal, accompagné d'éocène, sur la brèche supérieure. C'est cette superposition qui fit considérer, à M. Renevier, la brèche comme d'âge jurassique, opinion à laquelle maintenant se rangent tous les géologues qui s'occupent de la zone de Chablais. Nous avons découvert trois gisements fossilifères dans la brèche, les fossiles sont presque indéterminables. Nous avons constaté le Permien en deux endroits : le Chaux (Val d'Illiez) et à la Lesse d'Amont (St-Jean d'Aulph). Cette dernière constatation avec M. Renevier. Nous connaissons des gyroporelles (Diplopores) dans le trias de Trévenensaz. Nous avons en plus trouvé deux nouveaux pointements cristallins, l'un, au-dessus des Chalets de Farquet (massif de la Haute-Pointe) et constitué par une Kersantite, d'après la détermination de M. Michel-Lévy ; l'autre, à Mont-Cally (Pointe du Chery) est une porphyrite. Un pointement signalé par M. Tavernier présente nettement la disposition en lames. C'est une vraie plaque de protogine de 10 mètres d'épaisseur sur 80 mètres de longueur visible. Ce pointement est situé dans le bois de Lanches près des Gêts.

ÉTUDE SUR LES PRÉALPES DU CHABLAIS

PAR

M. RENEVIER

Professeur à l'Université de Lausanne,
Collaborateur adjoint.

Chaînes des Préalpes extérieures.

A l'est de la Région mollassique surgissent des chaînes plus élevées, à courbure très caractéristique et formées essentiellement de terrains secondaires. Ces

chaînes sont constituées par une série de plis anticlinaux et synclinaux, no maux ou plus ou moins déjetés, parfois très aigus, qui tantôt s'anastomosent entre eux, tantôt se continuent parallèlement sur une grande longueur. Comme on pourra en juger par les profils et par la carte, c'est ici que les dispositions sont les plus variées et les zones les plus multipliées. Aussi suis-je obligé de subdiviser cette région complexe en 3 bandes concentriques, ayant chacune ses caractères propres. Je les désigne par le terrain qui en forme principalement l'ossature.

1. Zone du Lias.
2. Zone du Malm.
3. Zone du Flysch.

1. Zone du Lias.

Cette première zone est séparée de la Région mollassique par une faille oblique, dirigée à peu près N.-S., et observée sur une quinzaine de kilomètres au moins, le long desquels la Cornieule triasique se trouve habituellement en contact avec le Flysch. Vers le S. la faille se traduit en un vaste chevauchement, par suite duquel d'importantes collines de Cornieule se superposent au Flysch (La Tremplaz près Bogève, Les Aulx sur Viuz). La présence de Lias sur la Cornieule montre que ces lambeaux ne sont point renversés mais refoulés sur le Flysch. Le long du ruisseau des Crêts, au N. de Viuz, on voit, sur la rive gauche, une falaise abrupte de Cornieule tandis que la rive droite abaissée est formée d'erratique, recouvrant le Flysch.

La zone liasique commence, à proprement parler, au bord du lac Léman, à Meillerie, et c'est de là que, grâce aux carrières, nous en avons les plus nombreux fossiles, constatant les étages suivants : Rhétien, Hettangien, Sinémurien, Toarcien, Opalinien, Bajocien.

Mais cette zone est recouverte par l'énorme nappe d'alluvions glaciaires, qui forme le plateau de St-Paul et Vinzier. Elle ne réapparaît que dans les gorges de la Drance. Elle est jalonnée toutefois, aux environs de Vinzier, par trois affleurements de Cornieule alignés, qui pointent au travers de l'erratique.

Au S. de la Drance, la zone du Lias comprend les Monts de l'Armône, du Forchet, de Coux, de Targaillan, de Tarramont, etc. ; puis elle disparaît de nouveau sous l'erratique de la Vallée des Habères, pour ne plus se présenter que par lambeaux isolés, aux environs de Villard et de Viuz.

Dans le tronçon médian, où elle est le mieux développée, la zone liasique ne présente que 3 anticlinaux : celui d'Armoy-Col-de-Coux, celui de l'Epine-Armône-Forchet, et enfin celui de Bioge-Tarramon. Ces anticlinaux offrent, sur divers points, du Rhétien fossilifère ; ils sont fréquemment rompus jusqu'au Trias, parfois jusqu'au Gypse (Armoy, Epine, Bioge, Coux) ; mais c'est la Cornieule qui en est le principal noyau. La charpente des plis est formée de Lias calcaire. Enfin les flancs et les synclinaux consistent en schistes toarciens (gisement fossilifère des Moises), Opaliniens (gisements de Meillerie, de Vailly) et bajociens.

2. Zone du Malm

Cette seconde zone est beaucoup plus allongée et plus importante. Elle commence déjà dans le Bas-Valais, entre Bouveret et Vionnaz, atteint sa largeur maximum dans la vallée d'Abondance, entre Chevenoz et Abondance, et va se rétrécissant dans les vallées du Biot et de Bellevaux.

Les plis de cette première section de la zone sont habituellement déjetés au N.W; ils ont, en général, passablement d'amplitude et de continuité. Leur charpente est formée par le calcaire blanc du Malm, occasionnellement grumeleux et rougeâtre, qui donne le cachet principal à la contrée, et forme en particulier les beaux massif des Cornettes, Oche, Ouzon, Billat, Nifflon, etc. Aux carrières de La Vernaz et à Bellevaux, il a fourni quelques fossiles mal conservés, Belemnites et Ammonites. Un des niveaux les plus fossilifères de la contrée est le Dogger à *Mytilus*, calcaire noir, souvent schistoïde, à faune littorale, qui se rencontre immédiatement à la base du Malm, à Darbon, aux Cornettes, au Mont-Chauffé, etc. (Voir les travaux de MM. De Loriol, Schardt et Gilliéron).

Les anticlinaux sont souvent rompus jusqu'à la Cornieule, presque jamais jusqu'au Gypse. Le Lias y est habituellement spathoïde (Lumachelle à Crinoïdes). Le Toarcien ne peut pas se distinguer du Dogger, qui est plus ou moins schisteux, assez étendu, et montre sur divers points des *Zoophycos*. Suivant les places on peut constater, dans cette première moitié de la zone, de 2 à 5 anticlinaux, dont les principaux sont : celui d'Oche-Taverolle-Forclaz, et celui, plus profondément rompu, de Lovenet-Antau-Vacheresse-Nicodez, qui dans la première partie de son parcours se traduit en pli-faille très chevauché.

Les synclinaux sont beaucoup mieux accusés que dans la zone liasique, et occupés par des terrains beaucoup plus récents, ce qui indique une émersion plus tardive. On y constate les horizons suivants :

Le Néocomien, beaucoup plus calcaire que celui des Voirons et très rarement fossilifère ; il est surtout distinct dans les chaines extérieures.

Le Crétacique supérieur, calcareo-marneux, assez variable d'aspect, mais caractérisé par ses Foraminifères. Il est plutôt grisâtre à sa partie inférieure, où il passe insensiblement au Néocomien. Plus haut, il est ordinairement panaché, rouge et vert. Parfois c'est un calcaire blanc, qu'on confondrait facilement avec le Malm, n'étaient les Foraminifères. On y a trouvé une grande dent de Squale et quelques Inocérames.

Enfin le Flysch, schisto-arénacé, avec Fucoïdes et Helminthoïdes, qui occupe parfois le centre des synclinaux, et se reconnait facilement à ses plaquettes de grès, empiriquement aussi au sol marécageux.

Au sud de Bellevaux, la zone du Malm devient beaucoup plus irrégulière. Elle se bifurque, et chacune des deux branches dévie plus ou moins promptement au S.E., comprenant entre elles les vallées de Megevette, d'Onion, etc. Les plis, formés des mêmes terrains qu'au nord, deviennent beaucoup plus accentués, compri-

més, morcelés, et présentent de nombreux accidents, plis-failles, renversements, etc.

La branche W. comprend les massifs d'Hirmente, de Miribel, des Braffes, formés chacun d'un faisceau de plis aigus, en éventail, avec déjet divergeant sur les deux flancs. Puis, déviant de plus en plus à E., et déversant de plus en plus au S., elle forme le flanc E. du Môle et les chainons avoisinants, traversés par les gorges du Giffre. Cette branche finit au bord de la vallée de l'Arve aux environs de Marignier.

La branche E plonge sous la zone du Flysch, puis reparait à l'est de celle ci, dans le massif si compliqué de Haute-Pointe. Celui-ci se rétrécit de plus en plus au S., au contact de la Brèche, qui l'envahit par chevauchement. Sur Matringe, dans la vallée du Giffre, un pli-faille, dont le plan parfaitement visible plonge 65° N.E., met en contact immédiat le Malm renversé avec le Trias normal (Gypse, Cornieule, Marnes rouges), recouvert par le Rhétien fossilifère et le Lias. Un peu plus loin cette branche, toujours plus amincie, traverse le Giffre au Roc de Suet, et vient finir à la Pointe d'Orchez, en stratification absolument renversée.

Après un divorce momentané, les deux branches de la zone du Malm, s'unissent de nouveau sur la rive gauche du Giffre pour venir mourir ensemble sur le flanc droit de la vallée de l'Arve. La zone du Malm a parcouru ainsi le demi-cercle presque complet, des bords du Rhône, où l'axe des plis est dirigé E.-W., jusqu'au bord de l'Arve, où il est presque W.-E.

3. Zone du Flysch.

La troisième zone des Préalpes extérieures n'est, à proprement parler, qu'une dépression médiane des chaines jurassiques, envahie par le Flysch transgressif. Mais ce Flysch prédomine à tel point dans le centre du Chablais, qu'il y forme une véritable zone orographique, où les vallées sont plus évasées et les sommets plus arrondis et moins élevés.

Cette zone du Flysch commence au N.E. dans le Bas-Valais, près Vionnaz, où elle est fort étroite. Elle va en s'élargissant au S.W. jusqu'à la vallée d'Abondance. Elle ne mesure encore que 1 kilom. et demi à La Chapelle et un peu plus dans le val de Charmy. Puis elle s'annexe les synclinaux éocènes de Ferrier, d'Ubine, de Bonnevaux, et atteint une largeur de 5 kilomètres entre les vallées d'Abondance et du Biot, dont elle forma l'arête séparative, avec les sommets de Pointe-du-Mont, Pointe-de-Cercle, Equellaz, etc. La largeur maximum de cette zone (6 1/2 kil.) se trouve dans la contrée de Seytroux et sur l'arête qui sépare celle-ci de la vallée supérieure de Bellevaux.

Ensuite la zone du Flysch se rétrécit de nouveau, enjambe la branche E de la zone du Malm, entre les Rochers d'Ombre et de Haute-Pointe, s'annexe le synclinal crétacique et éocène de Megevette, puis de plus en plus étroite, descend dans la vallée du Giffre, en s'infléchissant à l'Est, pour finir sous la Pointe-d'Orchez, en un simple petit synclinal d'environ 200 mètres de large. Comme on le voit, la zone du Flych, est beaucoup moins arquée que celle du Malm, avec laquelle elle chevauche.

Au milieu de ce vaste synclinal ondulé de Flysch, spécialement sur les arêtes, on voit apparaître un certain nombre de pointements crétaciques ou jurassiques, qui forment parfois de singulières Klippes, et qui jalonnent le prolongement souterrain des chaînes envahies.

Presque partout le Flysch repose sur le Crétacique supérieur, ou en est recouvert par renversement. Dans quelques cas cependant on le voit en contact direct avec le Malm, le Néocomien ou la Brèche ; d'où je conclus qu'il est venu recouvrir transgressivement un sol déjà ondulé, en partie même érodé.

Le Flysch de cette région est essentiellement schisteux, mais contient aussi fréquemment des intercalations gréseuses en petits bancs ou plaquettes et, à la base surtout, des bancs calcaires assez développés, qui présentent de remarquables lithoclases, se croisant dans 3, 4 et même 5 directions différentes. Un autre faciès particulier de cet étrange terrain, c'est le Flysch rouge, qui paraît provenir de la trituration du Crétacique rouge, mais qui s'en distingue par sa nature plus argilo-schisteuse. Autant que j'ai pu en juger il se présente toujours vers la base du Flysch, et si parfois ces deux niveaux de couleur rouge risquent de se confondre, l'erreur ne serait pas bien grave, puisque l'un et l'autre diagnostiquent les couches profondes.

Sur quelques points, La Chapelle, Seytroux, etc., nous avons trouvé de nombreux Fucoïdes, parfois assez bien conservés, mais le fossile le plus habituel et le plus caractéristique du Flysch ce sont les Helminthoïdes, que nous n'avons jamais rencontrés à un autre niveau.

LES VOSGES

FEUILLE DE LUNÉVILLE

PAR

M. Ch. VÉLAIN
Chargé de cours à la Sorbonne,
Collaborateur principal.

La feuille de Lunéville terminée cette année, se présente obliquement traversée, sur plus des deux tiers de sa surface, par une large bande triasique donnant naissance, dans les zones successives du muschelkalk et des marnes keupériennes, a de grandes plaines, doucement ondulées, largement découvertes ou régulièrement boisées quand ces affleurements disparaissent sous des nappes étendues d'alluvions anciennes. Telles sont celles qui, dans le sud-ouest, sur la rive droite de la Moselle, forment tout le sol de la forêt de Charmes, et mieux encore, au centre même de la feuille, ces vastes plaines d'alluvions vosgiennes qui, formées par la rencontre de la Vesouze, de la Meurthe et de la Mortagne, servent de support aux belles forêts de Mondon et de Parroy, ainsi qu'aux multiples bouquets de grands bois de la basse Mortagne.

Au-delà de cette plate région qui, mieux que toute autre, permet de constater l'étendue du travail d'érosion accompli par les eaux vosgiennes pléistocènes, aux dépens de formations sans consistance, le sol de part et d'autre se relève; d'abord faiblement, dans l'ouest, sous la forme d'une ligne de coteaux liasiques dont la continuité n'est interrompue que par les deux vallées de la Meurthe et de la Moselle, puis d'une façon très accentuée dans la direction opposée, où se présente, plus ou moins disloquée, la zone habituelle des plateaux de grès bigarrés, étagés à des altitudes croissantes jusqu'aux points où les lignes de hauteurs parvenus à une altitude moyenne de 660 m. sont fournies par les grès vosgiens. Ici, très puissants, ces grès avec leurs crêtes ruiniformes bien en saillie au-dessus des grandes futaies de sapins (Roche d'Appel, Pierre-percée, Pierre-piquée, Roc de

Taurupt ..) prennent de plus en plus d'importance à mesure qu'on se rapproche, dans l'est,du massif du Donon où la largeur de cette bande,bien découverte,entre Raon-les-Eaux et Bréménil, atteint quatorze kilomètres.alors que son épaisseur, toute entière faite au profit des conglomérats, n'est pas moindre de 500 mètres. Affectés d'une forte inclinaison vers le N.O.. ces grès grossiers avec poudingues associés, se présentent sur les flancs des vallées encaissées qui entament profondément cette dernière bande triasique, supportés par les grès rouges permiens, eux-mêmes redressés contre le massif central vosgien par ce mouvement d'ensemble qui fait plonger toutes ces assises sous les plaines de la Lorraine. Mais la distribution et l'allure de ces grès rouges argileux devient alors inverse des précédents : leurs affleurements déjà réduits à une cinquantaine de mètres d'épaisseur dans la vallée de Rabodeau où se fait leur principal développement.s'atténue à ce point vers le nord,qu'il suffit de s'écarter d'un petit nombre de kilomètres de cette région pour voir qu'ils ne sont plus représentés, sous la grande corniche de grès

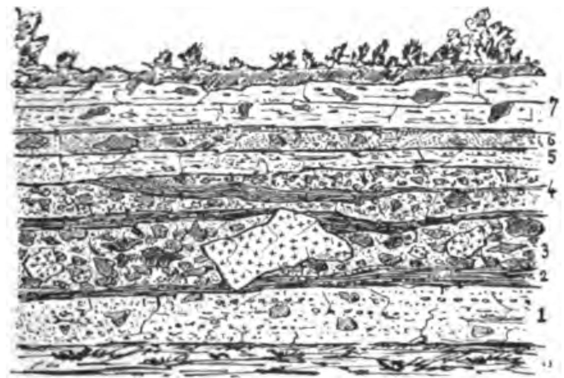


Fig. 1. — Coupe relevée sur la route de Sénones au Saulcy, en face des scieries de la Petite Raon.

1, grès rouge argileux avec lits de scories mélaphyriques ; 2 veines argileuses brunes ; 3 et 4, grès grossiers renfermant, avec des amas de bombes mélaphyriques scoriacées, de gros blocs de granite effrité ; 5, grès finement stratifié sans débris de mélaphyres ; 6, grès rouge brun à stratification inclinée avec nombreux fragments de mélaphyres scoriacés ; 7, grès mieux stratifié en couches épaisses de 0,50 à 0,60 avec fragments plus rares de pareils mélaphyres.

vosgien des Hautes Chaumes, que par des tufs porphyriques en relation avec les grandes coulées de porphyres pétrosiliceux de Raon-sur Plaine et du Donon. C'est la fin du grand bassin permien de St-Dié. Ainsi s'explique l'importance prise,dans cette direction sur la bordure granitique ou schisteuse qui a servi d'appui aux sédiments côtiers du permien, par des phénomènes éruptifs représentés, non seulement par d'abondantes émissions de porphyres pétrosiliceux, mais par de vastes épanchements de porphyrites et surtout de mélaphyres. Si bien qu'au voisinage des principaux foyers volcaniques de cet ordre (Grande-Fosse, Bois des Faites, Sénones...) les grès de cet âge sont influencés au point de devenir de véritables tufs mélaphyriques. Ce sont là des faits connus, depuis longtemps signalés, mais ce qui l'est moins c'est qu'au voisinage de ces centres éruptifs, ces grès se montrent chargés de scories et de bombes mélaphyriques.

Ces faits, en tous points semblables à ceux signalés dans le Mansfeld, le Thüringerwald et le nord de la Bohême, peuvent s'observer en plusieurs points de la vallée du Rabodeau, en particulier à Sénones où ces grès à scories alternent avec des coulées interstratifiées de mélaphyres à surface scoriacée, et surtout plus au nord en face des scieries de la Petite Raon. En ce point la présence au milieu de pareils grès de gros blocs anguleux de granite effrités, avec fissures remplies de petits filonnets mélaphyriques, attestant qu'ils ont été projetés par les volcans de l'époque, témoignent de la violence des phénomènes explosifs qui ont accompagné la sortie des mélaphyres vosgiens.

Cette région permienne est du reste placée sur la partie la plus reserrée, aussi la plus disloquée, d'un ancien synclinal symétrique de celui de Ronchamp et remplissant, dans les Vosges septentrionales, le même office. Les assises sédimentaires antérieures au permien s'y présentent, en effet, comme au pied méridional du Massif des Ballons, fortement redressées suivant cette direction N.E. qui est celle affectée par les rides hercyniennes orientales sur notre sol français

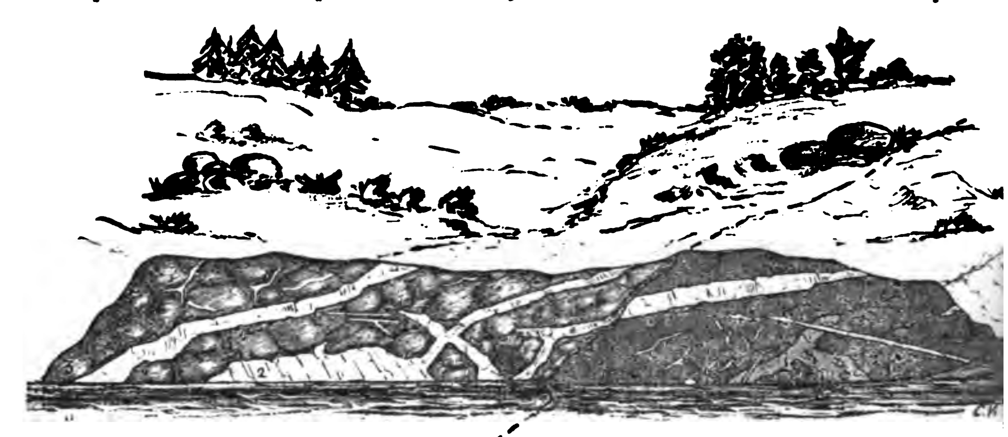


Fig. 2. — Tranchée de Sénones (paroi Est).
1, Kersantite amphibolique ; 2, Granulite ; 3, Granite à amphibole.

(direction *Niederland* ou *Varisque* de M. Suess). Or ici ces assises anciennes d'âge carbonifère (*Culm*), ne sont guère représentées que par des formations éruptives. Ce qui forme, en effet, le support des grès permiens dans les vallées précédemment indiquées c'est une puissante et complexe série de *porphyrites andésitiques* en relation étroite avec des *diabases ophitiques* et toujours escortées d'un grand développement de brèches de projection, si bien que les rares parties schisteuses ou gréseuses intercalées s'y présentent toujours franchement métamorphiques. De ce nombre sont, par exemple, la pierre à aiguiser célèbre de Moyenmoutiers, et ces schistes noirs ou verdâtres silicifiés qui, en raison de leur dureté sont largement exploités, sous le nom de trapp, pour l'empierrement, au même titre que les grands filons de *porphyrite amphibolique* de Raon l'Étape. Dans la vallée de Rabodeau, la sortie d'une *granulite* perçant les porphyrites a été ac-

compagnée puis suivie d'une série bien ordonnée de *minettes* (*ortholites*), *de Kersantites*, et d'*orthophyres noirs* avec tufs associés, identiques à ceux du bassin de la Loire et disposés de même en nappes alternant avec les schistes du Culm. Mais les formations éruptives dans cette région sont loin d'être limitées à ces roches d'épanchement; sur le flanc gauche de cette vallée dont l'allure rectiligne et la direction N.O., a été déterminée par une fracture comme pour toutes celles qui pénètrent au loin, avec cette même orientation dans la chaîne vosgienne, se développe un grand massif de *granite à amphibole*, celui de Grandrupt, développé depuis le bas de cette vallée jusqu'à la ligne des crêtes (787 m.) suivant une orientation N.S., exactement inverse de celle affectée par les granites qui forment l'axe de la chaîne. Or près de la gare de Sénones, dans les tranchées du chemin de fer qui entament ce massif on peut voir ce granite arriver en contact avec un des plus puissants filons de Kersantite amphibolique de la région, puis constater qu'il lui est nettement postérieur; et cela en observant, non seulement combien sont nombreuses dans sa masse même les enclaves de kersantite, mais sa pénétration filonienne bien nette et à longue distance dans toute l'étendue de l'affleurement de cette roche. Il est, de plus, facile de reconnaître que ces fines apophyses granitiques sont, à leur tour, recoupées par une granulite aplitique qui, après avoir lardé la kersantite de ses filonnets minces, très ramifiés comme d'habitude, se traduit ensuite, dans le haut de la tranchée, par un puissant filon pénétrant dans le massif granitique, et le prenant en écharpe sur



Fig. 3. Paroi ouest de la même tranchée.
1. Kersantite amphibolique ; 2, veines pétrosiliceuses ; 3, granite à amphibole avec enclaves ; 4, granulite aplitique.

une grande étendue. On acquiert ainsi la preuve de l'existence sur le versant oriental de la chaîne vosgienne de *granites récents*, dont l'apparition est vraisemblablement contemporaine des grands mouvements de dislocation qui ont redressé jusqu'à la verticale les formations dévoniennes et carbonifères de la région, sur la tranche desquelles les grès permiens s'étendent en couches horizontales et nettement transgressives.

Dans la zone des grès bigarrés j'ai pu ensuite constater la grande extension prise au sommet de cette formation par les grès ocreux à faune marine, qui représentent un facies arénacé du Wellenkalk inférieur. Aux gisements fossilifères précédemment connus de Domptail et de Badonvillers, il faut ajouter ceux de Pexonne, Neuviller, Brémenil, Bois des épines près de Cirey enfin de Bertrambois. En somme, depuis la vallée de la Sarre dans l'est, jusqu'à

celle de la Mortagne dans l'ouest, les grès à voltzia peuvent être considérés comme normalement couronnés par ce Wellenkalk gréseux où les espèces marines les plus abondantes sont fournies par des myophories (*M. orbicularis*, *M. elegans*, *M. vulgaris*, *M. arcuata*).

Dans cette même région la composition du muschelkalk devient telle qu'on peut y reconnaitre un terme moyen dolomitique, marneux et salifère, c'est-à-dire un représentant exact du groupe de l'anhydrite franconien ; sur les grès à myophories du Wellenkalk, se développent, en effet, dans cette même région, une série puissante d'argiles panachées, de grès dolomitiques et de marnes feuilletées, c'est-à-dire un faciès franc de marnes bariolées keupériennes où depuis longtemps la présence du gypse a été signalée [1] ; celle aussi du sel avait été révélée dès 1832, par des sondages effectués à Lunéville pour recherche d'eaux artésiennes. La sonde ayant rencontré dans ces assises marneuses, à une profondeur de 186 m. un banc de sel gemme compact sur lequel les travaux se sont arrêtés. Depuis lors, un sondage entrepris à Menil-Flint en 1886, cette fois dans le but de rencontrer, sous le trias des environs de Lunéville, le prolongement des couches houillères vosgiennes, est venu montrer l'importance prise en profondeur par ces couches salifères dans les argiles bariolées du trias moyen. C'est à la profondeur de 98 m. qu'ont été rencontrées ces assises, et le sel, traversé à partir de 125 m. sur une étendue de 1 m. 40, s'est traduit par l'apparition d'une source artésienne d'eau salée sortant du trou de sonde avec une température de 18° et un débit atteignant une moyenne de 1.300 litres à la minute

[1] M. Braconnier cite dans ces argiles dites de Pexonne la présence d'un banc de gypse de 1 m. 80. (Descript. géol. de Meurthe-et-Moselle, p. 117).

TABLE DES MATIÈRES

Numéros des pages (1)

(1) La pagination se trouve au bas des pages.

6° MONTAGNE NOIRE

7° BASSIN DU SUD-OUEST

8° BASSIN DU RHONE

9° PYRÉNÉES

10° ALPES-MARITIMES ET PROVENCE

11° ALPES CENTRALES

12° CHABLAIS

13° LES VOSGES

MINISTÈRE DES TRAVAUX PUBLICS

BULLETIN DES SERVICES
DE LA
CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE
ET DES
TOPOGRAPHIES SOUTERRAINES

N° 39. — Tome VI, 1894-1895.

LE PLATEAU INFRA-CRÉTACÉ

DES ENVIRONS DE NIMES

PAR

M. A. TORCAPEL

PARIS
LIBRAIRIE POLYTECHNIQUE, BAUDRY ET Cie, ÉDITEURS
15, RUE DES SAINTS-PÈRES, 15
MÊME MAISON A LIÈGE, RUE DES DOMINICAINS, 7
1894

Le Bulletin de la Carte Géologique de la France paraît par fascicules contenant chacun un mémoire complet, dont la réunion forme chaque année un beau volume grand in-8° accompagné d'un grand nombre de planches, avec de nombreuses figures intercalées dans le texte.

Prix de l'abonnement ou de l'année parue. . . . . . . **20 fr.**

(Les cinq premières années sont en vente)

Il a été tiré à part un certain nombre d'exemplaires de chacun des bulletins destinés à être vendus séparément aux prix suivants:

N° 1. Étude sur le massif cristallin du Mont-Pilat, sur la bordure orientale du Plateau Central, entre Vienne et Saint Vallier, et sur la prolongation des plis synclinaux houillers de Saint-Étienne et Vienne, par TERMIER, ingénieur des mines, professeur à l'École de Saint-Étienne. 1 brochure grand in-8°, avec 28 figures dans le texte et 2 planches. . . . . 3 fr. 75

N° 2. Note sur les terrains d'alluvions des environs de Lyon, par DELAFOND, ingénieur en chef des mines. 1 brochure grand in-8°, avec 1 planche. . . . . 1 fr. 25

N° 3. Note sur l'existence des phénomènes de recouvrement dans les Pyrénées de l'Aude, par L. CAREZ, docteur ès sciences naturelles, 1 brochure grand in-8°, avec 1 planche. . . . . 1 fr. 00

N° 4. Note sur les roches primitives de la feuille de Brives, par L. DE LAUNAY, ingénieur des mines. 1 brochure grand in-8°, avec 6 figures dans le texte. . . 0 fr. 75

N° 5. Notes stratigraphiques sur le bassin tertiaire de Marseille, par CH. DEPÉRET, professeur à la faculté des sciences de Lyon. 1 brochure grand in-8°, avec 6 figures dans le texte. . . . . 1 fr. 50

N° 6. Note sur la géologie des environs d'Annecy, La Roche, Bonneville, et de la région comprise entre Le Buet et Sallanches (Haute-Savoie), par GUSTAVE MAILLARD, conservateur du musée d'Annecy. 1 brochure grand in-8°, avec planches . . 5 fr. 25

N° 7. Mémoire sur les éruptions diabasiques siluriennes du Menez Hom (Finistère), par CHARLES BARROIS, professeur adjoint à la Faculté des Sciences de Lille. 1 volume grand in-8°, avec 23 figures dans le texte et 1 planche. . . . . 4 fr. 00

N° 8. Relations entre les sables de l'Eocène inférieur dans le Nord de la France et dans le bassin de Paris par J. GOSSELET, professeur à la faculté des sciences de Lille, membre correspondant de l'Institut. 1 brochure grand in-8°, avec 7 figures dans le texte. . . . . 0 fr. 75

N° 9. Etude sur les roches cristallines et éruptives des environs du Mont-Blanc par MICHEL LÉVY, Ingénieur en chef des mines, directeur du service de la carte géologique de France, 1 brochure, grand in-8°, avec 4 planches en photogravure, une planche de coupe et des figures dans le texte . . . . 2 fr. 50

N° 10. Note sur la stratigraphie du Plateau central entre Tulle et Saint-Céré par MOURET, ingénieur des Ponts-et-chaussées. 1 brochure grand in-8°, avec une planche de coupes et une carte géologique . . . . 2 fr. 75

N° 11. I. Contribution à l'étude des roches métamorphiques et éruptives de l'Ariège (feuille de Foix). — II. Sur les enclaves acides des roches volcaniques de l'Auvergne, par A. LACROIX, préparateur au collège de France. 1 brochure grand in-8°, avec 12 figures dans le texte . . . . 3 fr.

N° 12. I. Nouvelle subdivision dans les terrains Bressans. — II. Bassin de Blanzy et du Creusot, par DELAFOND, ingénieur en chef des mines. 1 brochure grand in-8°, avec 16 figures dans le texte. . . . . 1 fr. 50

N° 13. Les éruptions du Velay. I. Roches éruptives de Meygal. — II. Argiles métamorphosées par le phonolithe, à Saint Pierre-Eynac, par P. TERMIER, ingénieur des mines, professeur à l'École des Mines de Saint-Étienne. 1 brochure grand in-8°, avec 11 figures dans le texte. . . . . 1 fr. 50

N° 14. Recherches sur les ondulations des couches tertiaires dans le bassin de Paris, par GUSTAVE F. DOLLFUS. 1 brochure grand in-8°, avec 16 figures dans le texte et 1 carte. . . . . 4 fr. 75

LE PLATEAU INFRA-CRÉTACÉ

DES ENVIRONS DE NIMES

PAR

M. A. TORCAPEL

La ville de Nîmes est adossée à une suite de collines qui se continuent dans la direction du Sud-Ouest au Nord-Est, d'une part jusqu'à Vergèze, de l'autre jusque vers Rémoulins. Ces collines constituent la bordure méridionale et presque rectiligne d'un plateau qui domine la plaine du Vistre et qui s'étend vers l'Ouest jusque près de Sommières, vers l'Est jusqu'au Gardon et dont la limite passe, au Nord, par Montpezat, St-Mamert, Dions, Sanillac et Rémoulins. Il forme ainsi une bande allongée du Sud-Ouest au Nord-Est dont la longueur est de quarante et la largeur de treize kilomètres.

L'altitude de ce plateau est peu élevée. Elle atteint au maximum 211 mètres près de Calvisson, 216 mètres au Nord de Nîmes, 220 mètres près Cabrières. Ces sommets ne dépassent d'ailleurs que de 30 à 40 mètres la surface générale du plateau ; son niveau est donc remarquablement uniforme et son aspect d'autant plus monotone, qu'il n'offre aux regards que des rocailles ou des marnes à peine recouvertes d'une végétation des plus rabougries. C'est, par excellence, la région des *Garrigues*.

Il est pourtant sillonné par de nombreux ravins, surtout le long de son bord méridional : tels sont les valats de Vallongue, du Chivalas et de Larrière qui débouchent près de Bernis, dans la plaine du Vistre ; les Cadereaux de St-Cézaire et de Nîmes ; le Canabou et le Versadou qui descendent des hauteurs de St-Gervasy et de Cabrières pour former le Vistre.

Au Nord-Ouest, près de Parignargues, on remarque les valats de Font St-Pierre et des Crottes ; près de Dions, ceux de Vallongue et de la Fontaine de Mourgue.

Tous ces valats sont à sec en temps ordinaire ; mais, au moment des orages, ils roulent des torrents d'eau qui inondent les terrains bas et les recouvrent des détritus arrachés aux pentes des collines ; aussi les dépressions du plateau et les plaines qui le bordent, sont-elles recouvertes d'une formation torrentielle constituée par ces détritus, c'est-à-dire par des marnes jaunes ou rougeâtres, empâtant des débris calcaires anguleux. Ces débris sont souvent cimentés en une brèche très résistante, désignée dans le pays sous le nom de *Sistre*.

Les eaux pluviales ou torrentielles ont pratiqué, à la surface du plateau, des ravinements plus importants et même de véritables vallons. Telles sont d'abord les gorges profondes et pittoresques dans lesquelles le Gardon a creusé son lit, vers la limite nord du plateau. Viennent ensuite la remarquable dépression circulaire qu'arrose le Rhosny, connue sous le nom de *Creux de la Vaunage* ; les vallons de Poulx et de Cabrières, ceux du mas de Seynes, du mas de Ponge, de Vaqueyroles et, à l'extrémité est, celui de St-Bonnet.

Entre ces vallons, sont restées des parties hautes que les érosions ont respectées et qui constituent des crêtes ou des plateaux secondaires : tels sont le *Mont* ou *Bois de Féron*, entre les vallons de Seynes et de Cabrières et les gorges du Gardon ; le plateau des Capitelles, au Nord de Nîmes; celui de Barutel, dit aussi *plan de la Fougasse* ; celui de Langlade, entre la Vaunage et la plaine du Vistre. telles sont encore la colline de Puechmejan, entre le vallon du mas de Ponge et celui de Vaqueyroles ; la crête de Peyreloube, entre ce dernier vallon et la Vaunage.

Tous ces accidents sont la conséquence de la constitution géologique du plateau. En effet, malgré son apparente uniformité, sa constitution et surtout sa structure géologiques sont beaucoup plus compliquées qu'il ne semblerait au premier coup d'œil. Nous savions sans doute, d'une manière générale, par les beaux travaux d'E. Dumas, qu'il est formé par le terrain néocomien ; mais ce savant géologue n'a donné, dans son texte, que des indications très sommaires sur la répartition des divers étages, à la surface du plateau. Il a signalé les marnes valenginiennes dans le Creux de la Vaunage, et le calcaire à *Chama* dans le Bois de Féron et les gorges du Gardon. Quant à sa carte, elle n'offre qu'une seule teinte pour l'ensemble du terrain néocomien.

Déjà en 1882, dans mon étude sur l'*Urgonien du Languedoc* [1], j'ai donné des indications complémentaires établissant que dans le Midi, aux environs de Nîmes notamment, des couches puissantes que l'on considérait comme faisant partie du terrain néocomien inférieur, devaient en réalité être rangées dans sa subdivision supérieure, c'est-à-dire dans l'étage urgonien, tel que d'Orbigny l'a établi.

Les explorations que je viens d'effectuer pour le service de la Carte géologique détaillée de la France, ont entièrement confirmé les données stratigraphiques que j'exposais en 1882. Elles m'ont en outre permis d'établir, d'une façon plus complète, la structure géologique du plateau de Nîmes. La présente note a pour objet de faire connaître les résultats de mes recherches.

Je commencerai par décrire les diverses assises qui entrent dans la constitution du plateau ; j'en indiquerai les caractères et les points où on les observe. J'exposerai ensuite la structure géologique, la tectonique du plateau. Enfin, j'essaierai d'en déduire les phénomènes orogéniques auxquels il doit son origine.

Enfin, je terminerai par quelques indications sur le régime des eaux souterraines et le bassin d'alimentation de la *Fontaine* de Nîmes.

[1] A. Torcapel. *L'Urgonien du Languedoc.* Revue des sciences naturelles de Montpellier, septembre 1882.

I. DESCRIPTION DES TERRAINS

Valenginien (C_V).

Le terrain le plus ancien que l'on observe aux environs de Nîmes sont les marnes valenginiennes à *Belemnites latus*.

Ce sont des marnes grises ou bleuâtres, schistoïdes, coupées, dans leur partie supérieure seulement, par des couches de calcaire marneux.

Elles forment le fond du vallon de la Vaunage. Elles y sont presque entièrement recouvertes par les éboulis et les alluvions. On peut cependant les observer près de Langlade, St-Dionisy, Nages, St-Côme et en général dans les ravins qui sillonnent le bas des escarpements qui entourent la Vaunage. On trouve sur ces points, dans les couches supérieures, *Belemnites dilatatus* Bl. et *Bel. bipartitus* Bl. On y trouve en outre, notamment entre Langlade et Nages, de petits filonnets formant de belles plaques de *Célestine* (Strontiane sulfatée).

Les couches inférieures sont très pauvres en fossiles. Elles affleurent surtout au dessous du hameau de Sinsans, près de la route de Calvisson à Saint-Côme où j'ai découvert la zone à petites ammonites et à nodules ferrugineux qui, dans les Cévennes, existe habituellement à la base de ces marnes, mais qui n'avait pas encore été signalée dans la Vaunage. Elle est du reste ici très pauvre en fossiles et ne rappelle en rien les gisements si riches de Ganges, Vogüé, le Pouzin, etc... J'y ai cependant trouvé les espèces caractéristiques de ces marnes :

Belemnites latus Bl.
Ammonites neocomiensis d'Orb.
ainsi que le *Belemnites platyurus* Duv.

Les marnes valenginiennes ont environ 100 m. de puissance visible. Elles n'affleurent sur aucun autre point de notre champ d'étude. On ne les trouve nulle part à la surface du plateau. Les marnes grises, d'aspect analogue, que l'on observe au mas de Ponge et qui ont été souvent prises pour des marnes valenginiennes appartiennent à l'Urgonien.

Hauterivien (C_{IV}).

Marnes et calcaires à *Amm. radiatus*, *cryptoceras* et *Crioceras Duvali*.

L'étage Hauterivien présente, aux environs de Nîmes, trois assises distinctes :

1° L'*Hauterivien inférieur* (C_{IVc}), formé d'une longue alternance de marnes noduleuses et de calcaires marneux, bleus à l'intérieur, devenant gris terreux sur les surfaces exposées à l'air. Les couches de marnes, assez épaisses à la base, deviennent de plus en plus minces à mesure qu'on s'élève dans la série. Les calcaires sont irrégulièrement stratifiés et ont une tendance à se déliter en masses plus ou moins lenticulaires, souvent bicolores. La partie supérieure offre parfois des séries de petits bancs assez résistants pour être exploités comme

moellons : carrières de la route d'Uzès, près du mas d'Alési (kil. 2,5), et des Parlots, dans le vallon de Fontchapelle au Nord de Nîmes.

Cette assise renferme le *Belemnites bipartitus* et les *Ammonites cryptoceras* et *radiatus*. Elle constitue la partie supérieure du deuxième étage néocomien d'E. Dumas.

Les marnes hauteriviennes forment la partie moyenne des versants qui entourent la Vaunage ; on les observe en outre le long de la route de Nîmes à Uzès, entre les bornes kilométriques 2 et 3, avant d'arriver au mas de Calvas, et entre ce mas et le hameau de la Rouvière dont les terres cultivées, formées par ces marnes, sont comme une oasis au milieu des terrains pierreux qui les entourent.

Elles apparaissent encore dans les talus du chemin qui monte, du kilom. 2 de la route de Nîmes à Alais, au tunnel de la Tour Magne. Elles se prolongent de là, en suivant le fond du vallon de Fontchapelle, et viennent butter par faille contre les calcaires cruasiens des carrières du mas du Diable et des Moulins à vent.

Elles affleurent encore à la base des coteaux hauteriviens des environs de Congeniès.

La puissance de cette assise peut être évaluée à 50 mètres.

2° L'*Hauterivien moyen* (C_{IVb}), constitué par des calcaires gris-terne ou jaunâtres, assez clairs, compactes, en bancs peu réguliers, séparés par des lits ondulés et exploités, surtout comme moëllons, à Aujargues, Langlade, Caveirac, dans le ravin du bois de Mitlau (kil. 2.5 de la route d'Alais) ; on en tire cependant de la pierre de taille près de Calvisson.

Ces calcaires affleurent tout le long des crêtes de la Vaunage. Ils sont très faciles à étudier au nord de Caveirac où ils sont profondément entamés par le ravin des Bois. Leur puissance sur ce point est d'au moins 100 mètres. Ils existent également au nord de Nîmes, au-dessus de l'assise précédente, mais leurs affleurements sont le plus souvent cachés par les cultures.

Les bancs supérieurs sont rocheux, siliceux. La carrière de pierre à chaux hydraulique, exploitée par M. Martin, près du mas d'Everlange, sur la route de Nîmes à Uzès (kil. 2), est ouverte dans cette assise.

Sur les collines de Calvisson, d'Aujargues, de Nages, dont ils forment les crêtes, les calcaires hauteriviens se délitent en une multitude de dalles minces, irrégulières qui ont servi à édifier les murs de l'important *oppidum* construit par les Gaulois au-dessus de ce dernier village.

On trouve dans ces calcaires :

Nautilus neocomiensis d'Orb.	*Ostrea Couloni* d'Orb.
Amm. radiatus Brug.	*Amm. Astieri* d'Orb.
— *clypeiformis* d'Orb.	— *subfimbriatus* d'Orb.
— *cryptoceras* d'Orb.	*Pecten Goldfussi* Desh.
— *Leopoldi* d'Orb.	*Echinospatagus cordiformis* Breyn.

Cette assise est comprise, de même que la suivante et que nos sous-étages crua-

sien et barutélien, dans le 3e étage néocomien d'E. Dumas (*étage du calcaire jaune et bleu à spatangoïdes*).

3° L'*Hauterivien supérieur* (C_{IVa}), formé par une série très épaisse de calcaires durs, gris ou bleus, assez foncés, avec points scintillants[1] dans la cassure, tantôt en couches minces, tantôt en bancs plus épais, surtout dans leur partie supérieure. Les bancs sont séparés par des couches de marne grise ou jaune d'épaisseur très variable (de un à deux centimètres à un ou deux mètres) et manquent de continuité, la marne passant au calcaire et réciproquement, dans les mêmes bancs.

Les calcaires se délitent en fragments polyédriques assez réguliers et sont, par suite, très propres à être utilisés dans la construction des murs de clôture; aussi forment-ils la plupart des murs et des clapiers qui séparent les propriétés aux environs de Nîmes.

Ils sont souvent ferrugineux, de même que les marnes, ce qui donne à celles-ci un aspect jaunâtre caractéristique. Les calcaires présentent de nombreuses taches de couleur rose ou amarante qui sont dûes, soit au fer, soit au manganèse et qui se retrouvent du reste dans les calcaires cruasiens et barutéliens.

Cette assise est très pauvre en fossiles. J'y ai pourtant trouvé :

Crioceras Duvali Lév.	*Amm. subfimbriatus* d'Orb.
Amm. Astieri d'Orb.	*Ostrea Couloni* d'Orb.

ce qui suffit pour établir son classement au sommet de l'Hauterivien. Elle est très développée au Nord et à l'Ouest de Nîmes, et sur la partie du plateau qui s'étend entre la route de Sauve et les crêtes de la Vaunage. Elle se retrouve sur le plateau de Langlade, formant une bande assez régulière entre St-Cézaire et Boissière. Elle constitue la vaste plaine des Crottes. Elle est accidentée par une foule de cassures et de plis secondaires qui rendent souvent la stratigraphie difficile à établir. Ces accidents paraissent être, en partie du moins, le résultat de l'infiltration des eaux pluviales qui, entraînant peu à peu les marnes intercalées entre les couches calcaires, a provoqué des tassements inégaux et, par suite, des plis, des cassures et des ondulations variées.

Les calcaires marneux à *Crioceras Duvali* ont une épaisseur considérable qui peut atteindre jusqu'à 200 mètres.

Les couches marneuses prennent sur certains points une importance exceptionnelle ; ainsi, sur le plateau de Langlade, et entre Calvisson et Aujargues, on observe, entre cette assise et la précédente, une zone marneuse jaunâtre assez argileuse, qui n'a pas moins de 20 mètres d'épaisseur. On y trouve *Amm. Astieri*, *Ostrea Couboni* etc.

Les couches marneuses forment les champs cultivés au sud de la route de Sauve près des Gardies, du mas Baron, etc.

Elles prennent aussi une épaisseur considérable à la partie supérieure de l'assise vers Vaqueyroles, St-Pierre de Vaquières et Parignargues. En même temps

[1] Ces points brillants sont insolubles dans l'acide chlorhydrique et paraissent dus à de petits grains de quartz hyalins, les uns arrondis, les autres anguleux.

la nuance des calcaires s'éclaircit et passe, dans cette région, du gris-bleu ou jaunâtre, ce qui, vu la rareté des fossiles, pourrait faire confondre ce terrain avec le Barutélien, si on n'avait pas égard à la stratigraphie générale. Toute incertitude cesse lorsqu'en marchant vers le Nord on rencontre, près des Crottes, au-dessus de ces calcaires marneux, les calcaires rocheux cruasiens, puis à Vallongue, après avoir traversé ces derniers, les marnes barutéliennes, recouvertes à leur tour, près du mas de Thérond, par les calcaires donzériens (voir la carte et les coupes n°s 6 et 7).

En raison de sa structure et de sa nature marno-calcaire, cette assise est très propre à retenir les eaux pluviales, et à les emmagasiner pour ne les laisser échapper que graduellement, à l'affleurement des couches argileuses; aussi y trouve-t-on de nombreuses sources dont quelques-unes ne tarissent pas; telles sont la belle source de Vaqueyroles, celles de St-Pierre de Vaquières, de Montpezat, du mas des Crottes, etc.

Cruasien (C_{IIIb}).

Calcaires à Ammonites cruasensis.

Au-dessus de l'Hauterivien, viennent des calcaires rocheux à gros bancs réguliers, gris-bleu et compactes dans les bancs inférieurs, de couleur claire, jaunâtres ou blanchâtres et subcrayeux, dans les bancs supérieurs. Ils se délitent en fragments irréguliers et offrent une cassure largement conchoïdale. Les couches supérieures sont quelquefois un peu marneuses et suboolithiques ; alors la roche se délite en plaquettes minces et régulières. C'est ce qu'on peut observer surtout aux environs du bois de Mittau. Lorsqu'elles sont rocheuses, comme à la Fontaine de Nîmes, on y trouve de nombreux rognons de silex et la roche contient un grand nombre de cristaux de carbonate de chaux lamellaires qui lui donnent un aspect saccharoïde, et ne sont autre chose que des débris d'encrines et de bryozoaires. Ces cristaux se mélangent parfois avec un nombre infini de menus fragments de coquilles, de piquants d'oursins, qui font passer la roche à une véritable lumachelle [1].

Cette assise qui s'étend dans tout le Gard et jusque dans l'Ardèche, et pour laquelle j'ai proposé en 1883 le nom de *Cruasien* est largement représentée aux environs de Nîmes.

Les calcaires cruasiens constituent, près Nîmes, le rocher de la Fontaine, le mont d'Haussez, le mont Duplan, le mont Cavalier, la base du Puech d'Autel, la colline de St-Cézaire. Au Nord de Nîmes, ils affleurent le long du bord du plateau des Capitelles et au bois de Mittau. Ils forment le long de la route de Nîmes à Anduze, entre le mas de Ponge et Gajean, une bande étroite qui disparaît vers Parignargues, sous les dépôts lacustres. Ils reparaissent par lambeaux le long de la limite ouest du plateau. Enfin, de l'autre côté de la Vaunage, ils forment une zone régulière, sur le plateau de Langlade.

[1] Ces calcaires lumachelliques sont très résistants et par suite recherchés pour la confection des pavés et pour l'empierrement des routes.

A l'Est de Nîmes, ils forment une autre zone qui constitue les crêtes des collines, entre les Capitelles et St-Gervasy.

C'est dans ces calcaires que sont ouvertes, aux abords même de Nîmes, les nombreuses carrières qui fournissent la pierre dite *Roquemaillère* et dont les plus importantes sont celles qui s'étendent le long de la route d'Alais, entre le Cimetière protestant et le viaduc du chemin de fer. La masse des calcaires cruasiens est partagée là en deux zones distinctes et d'épaisseurs sensiblement égales, par un banc marneux de 3 m. d'épaisseur rempli de rognons de silex, qui traverse la route et le Cadereau à l'origine de la grande carrière ouverte à la base même du coteau de la Tour Magne. Les calcaires inférieurs sont gris bleu, un peu marneux, tandis que les supérieurs qui sont surtout exploités sur la rive droite du Cadereau, sont jaunâtres et plus résistants. On trouve dans leurs bancs supérieurs de nombreux silex mamelonnés, affectant parfois des formes étranges.

Comme tous les calcaires rocheux, les calcaires cruasiens sont souvent caverneux et coupés par de nombreuses fentes verticales, et des crevasses remplies de limonite, d'aragonite, de bauxite, ou simplement de matières terreuses ou sableuses plus ou moins lavées par l'infiltration des eaux.

La puissance de cette assise peut être évaluée à 150 mètres. On y trouve, aux environs même de Nîmes, les fossiles suivants :

Nautilus plicatus Sow.	Carrières de Nîmes.
Amm. augulicostatus d'Orb.	id.
— *subfimbriatus* d'Orb.	Vaqueyroles.
— *cruasensis* Torc.	Carrières de Nîmes.
— *crioceroïdes* Torc.	id.
— *pachysoma* Coq.	Vaqueyroles.
— *cf Matheroni* d'Orb.	Carrières de Nîmes.
— *fallax* Coq.	id.
Crioceras Duvali d'Orb.	Vaqueyroles.
— *Emerici* d'Orb.	Bois de Mittau.
Ancyloceras cf Matheroni d'Orb.	Carrières de Nîmes.
Nemausina neocomiensis E. D.	très commun.

Barutélien (C_{IIIa})

Calcaires et marnes à Ammonites difficilis.

Les calcaires rocheux cruasiens sont recouverts par un système puissant de marnes et de calcaires plus ou moins marneux, que l'on peut étudier surtout au Nord de Nîmes, le long de la route d'Uzès. J'ai donné en 1882 la coupe détaillée de cette formation (1). Je crois devoir la reproduire ici, en raison de l'intérêt spécial qu'elle présente, étant une des plus claires et des mieux développées de notre champ d'étude.

Vers le kilom. 6, au haut de la rampe qui aboutit au Champ de tir de Mas-

[1] A. Torcapel. *L'Urgonien du Languedoc.*

sillan, on est sur les calcaires cruasiens, et près du *Rendez-vous* du Champ de tir on remarque, plongeant de 30° au Nord les couches rocheuses et à lumachelles qui en forment la partie supérieure. En se dirigeant vers Uzès on observe ensuite, recouvrant ces calcaires, les couches ci-après :

	Calcaire gris clair, marneux, se délitant en plaquettes, partie supérieure des calcaires cruasiens	20 mètres
a.	Marne grise, argileuse et couches de calcaires marneux, avec *Echinospatagus Ricordeaui*, *Botriopygus obovatus*, *Ancyloceras* cf *Matheroni*.	50
b.	Calcaire jaunâtre assez compacte	60
c.	Marne argileuse formant le fond du vallon du mas de Seynes	40
d.	Calcaire marneux à gros nodules et couches de marne intercalées	10
d.	Calcaire jaune clair, compacte ou un peu marneux, suboolithique, avec Térébratules et *Nemausina neocomiensis*, traversé dans la grande tranchée de la route.	100
e.	Marne argileuse et calcaire marneux	55

Calcaire à *Chama ammonia*, commençant par un banc compacte, rosé, avec *Ostrea aquila*, base du Donzérien.

Toutes ces couches se recouvrent successivement, en stratification concordante, et plongent au Nord de 25 à 30° en moyenne.

Cette coupe nous offre ainsi la série complète des couches comprises entre la partie supérieure du Cruasien et la base du calcaire à *Chama*. J'ai désigné ce système sous le nom de *Barutélien*, parce que les grandes carrières de Barutel, situées non loin de la station du mas de Ponge, sont ouvertes dans les calcaires de l'assise *d*.

En continuant vers Uzès, nous marchons sur le calcaire à *Chama* et, après avoir traversé le point culminant du plateau, on voit ce calcaire, dont le plongement était au Nord, s'incliner vers le Sud. Près de la maison du cantonnier, les couches marneuses du Barutélien reparaissent sous le calcaire ; on retrouve alors, en sens inverse, la série précédente, et, grâce aux déblais faits pour la rectification de la route, on peut étudier d'une manière plus complète la partie supérieure du système. Voici la coupe que j'ai relevée sur ce point, en descendant, à partir du calcaire à *Chama* :

Calcaire jaunâtre compacte, rosé dans les bancs inférieurs, base du calcaire à *Chama*.

e.	Calcaire marneux, jaunâtre, par couches irrégulières, avec marnes intercalées : *Rynchonella gibbsiana*, *Panopæa Prevosti*, *Echinospatagus Ricordeaui*, *Ostrea aquila*	2 mètres
e.	Marne argileuse jaunâtre avec *Corbis corrugata*	3,50
e.	Marne noduleuse	4
e.	Marne grise argileuse	45

d.	Calcaire gris jaunâtre compacte ou marneux, avec couches de marnes intercalées, à stratification peu régulière *Nemausina neocomiensis*	4m,50
	Marne grise noduleuse	6
	Calcaire comme le précédent	100
c.	Marne noduleuse et argileuse	30
	Calcaire gris compacte	2
	Marne jaune noduleuse avec *Echinospatagus Ricordeaui*	15
	Calcaire gris noduleux assez compacte	0,60
	Marne grise argileuse avec *Echinospatagus Ricordeaui*	11
b.	Calcaire marneux jaune ou bleu, buttant par faille contre le calcaire à *Chama*, épaisseur visible au moins	50

Toutes ces couches se succèdent régulièrement, avec un plongement sud de 50° dans le haut et de 30° à la base.

Bien que cette dernière coupe ne donne pas la série complète des couches, puisque la partie inférieure disparaît dans une faille, on voit cependant qu'elle concorde bien avec la précédente et qu'elles accusent toutes deux entre le Cruasien et les calcaires à *Chama* :

a. — Des marnes argileuses ou noduleuses sur 50 mètres environ d'épaisseur.
b. — Une première assise calcaire d'environ 60 mètres de puissance.
c. — Une nouvelle série de marnes sur 40 à 50 mètres.
d. — Une seconde assise calcaire de 110 mètres d'épaisseur.
e. — Une troisième série de marnes de 55 mètres d'épaisseur.

Ce qui donne à l'ensemble une puissance moyenne de 320 mètres.

Le Barutélien constitue la plus grande partie du vaste Champ de tir de Massillan, ainsi que les vallons de Poulx, de Cabrières et de St-Bonnet. Il forme la masse entière du plateau de Barutel (autrement dit *plan de la Fougasse*) où sont ouvertes les carrières qui, déjà exploitées par les Romains, ont fourni la plus grande partie des pierres de taille des Arènes et des autres monuments anciens de Nîmes.

On le retrouve très-développé tout le long de la bordure sud du plateau de Langlade, entre Milhaud et Vergèze.

Enfin on en observe un lambeau, pincé dans un repli du Cruasien, au vallon de Vaqueyroles.

Les marnes du Barutélien sont grises ou bleues, ferrugineuses et, par suite, jaunissent à l'air. Elles sont le plus souvent noduleuses et, même dans les parties où elles sont le plus argileuses, elles sont toujours grumeleuses, un peu sableuses et rudes au toucher Elles se délitent en petites plaquettes irrégulières marbrées de gris et de jaune ocreux.

Dans certains bancs, au mas de Ponge, notamment, elles prennent l'apparence des marnes à *Belemnites latus* du Valenginien, mais elles n'ont jamais la régularité de ces dernières et sont toujours entremêlées de nodules et de lits calcaires qui les en distinguent.

Les calcaires barutéliens sont ordinairement d'un jaune ocreux à la surface et bleu-clair dans la profondeur. Ils sont généralement noduleux, à pâte plus ou moins compacte, souvent suboolithique ou finement grumeleuse. Ils offrent fréquemment des veines, des marbrures couleur lie de vin ou amaranthe, dûes aux oxydes de fer et de manganèse.

D'autres fois, comme à Barutel, ils sont blanchâtres, massifs, d'un grain très homogène. Il en est de même à Uchaud et à Vergèze où ils sont également exploités comme pierres de taille. Près de cette dernière localité, ils forment un massif épais de bancs cristallins et siliceux qui sont exploités pour l'empierrement des routes dans une multitude de carrières.

A Milhaud, dans la tranchée du chemin de fer, ils laissent échapper quelques suintements bitumineux.

La stratification du Barutélien est, en général, très irrégulière. Les couches calcaires ou marneuses qui le constituent n'offrent pas du tout la régularité, la continuité que l'on remarque dans le Cruasien. On voit, au contraire, les calcaires passer à la marne et, réciproquemment, les marnes devenir calcaires dans le prolongement de leurs bancs. C'est ainsi qu'aux marnes du vallon de Cabrières succèdent, vers l'Est, les calcaires blanchâtres des collines qui s'étendent entre Besouce et Lédenon. C'est ainsi, encore, que les marnes du mas de Thérond deviennent calcaires vers l'extrémité ouest du vallon, en sorte qu'on a de la peine, de ce côté, à saisir la séparation du Barutélien et du Donzérien. Il se développe, en outre, par place, notamment au quartier de l'Homme-mort et près des hameaux de Vallonguette et de Cambis, des bancs très rocheux rappelant ceux du Cruasien ou du Donzérien, mais qui n'ont pas de continuité.

Aux environs de Nîmes, le Barutélien n'est pas très riche en fossiles; voici la liste de ceux que j'y ai recueillis jusqu'à présent [1].

Belemnites Emerici Rasp.	Marnes jaunes entre Boissière et Uchaud.
— *pistilliformis* Bl.	id.
— *fusiformis* Volz.	id. et carrières de Barutel.
Ammonites difficilis d'Orb.	id.
— *Fabrei* Torc.	Calcaire et marnes de Vergèze
— cf *flexisulcatus* d'Orb.	Marnes jaunes entre Boissière et Uchaud.
— cf *Seunesi* Kil.	id.
Ancyloceras cf *Matheroni* d'Orb.	Massillan
Corbis corrugata Sow.	id.
Cyprina angulata Sow.	id.
Panopæa Prevosti d'Orb.	Poulx
Ostrea aquila d'Orb.	id.
Rhynchonella Gibbsi Sow.	id.
Terebratula sp.	Mas de Seynes, Milhaud

(1) Voir pour la faune plus complète du Barutélien les renseignements donnés en 1884 dans mes *Nouvelles recherches sur l'Urgonien du Languedoc* (Revue des Sciences naturelles de Montpellier).

Echinospatagus Ricordeaui Cott.	Poulx, Massillan, Besouce.
Botriopygus obovatus d'Orb.	Massillan.
Pygaulus Desmoulinsi Ag.	Marnes grises près Besouce.
— *numidicus* Coq.	id.

Nemausina neocomiensis, E. Dumas, très commun.

Cette faune ainsi que celle du Cruasien appartiennent au faciès dit *barrémien*.

Donzérien (C_{II})

Calcaire à Chama ammonia.

Cette assise à laquelle j'ai donné le nom de *Donzérien* parce que, dans son prolongement vers le Nord, elle constitue l'étroit défilé que le Rhône s'est creusé entre Viviers et Donzère, représente le 4e étage néocomien d'Emilien Dumas.

Elle forme une large bande le long de la limite Nord du plateau de Nîmes, et c'est dans ses bancs rocheux que le Gardon a creusé les gorges abruptes dans lesquelles il coule, entre Dions et Rémoulins.

Le Donzérien qui n'a pas moins de 500 mètres d'épaisseur totale est formé, à la base, par un calcaire blond, subcristallin, à silex, qui ressemble beaucoup au calcaire cruasien à lumachelles, mais dans lequel on trouve des *Chama* et l'*Ostrea aquila*.

Au-dessus, les calcaires deviennent blancs, très cristallins, sont remplis de *Chama*, de Terebratules, de Rhynconelles et d'une grande quantité de polypiers et de débris d'encrines, d'oursins et de bryozoaires. Sur certains points, au bois des Lens, notamment, ils deviennent crayeux, oolitiques et donnent alors de belles pierres de taille. Ce faciès, qui n'existe pas du reste dans les limites de notre plateau, est susceptible de se développer à toutes les hauteurs de la masse, plus communément, cependant, dans les bancs supérieurs.

Mais le plus ordinairement le calcaire est compacte, très rocheux, à cassure fragmentaire et d'un aspect qui rappelle les couches massives et ruiniformes du Jurassique supérieur. Il est très souvent caverneux : grottes de la *Sartanette* au pont du Gard, d'*Espeluca* près de Dions, de la *Beaume de Pasque* près Colias, du *Moulin de la Beaume*, *de Macassargues* au bois des Lens, etc. [1].

On y remarque quelques couches de marne jaunâtre intercalées entre les gros bancs rocheux, notamment dans le ravin par lequel on descend de Poulx au moulin de la Beaume.

J'ai recueilli dans le Donzérien, aux environs de Nîmes, les fossiles suivants :

Lithodomus amygdaloides d'Orb.	Poulx
Ostrea aquila d'Orb.	id.
Requienia (*Chama*) *ammonia* Math.	très commun
Toucasia carinata d'Orb.	id.

[1] Voir pour plus de détails : E. Dumas, *Statistique géologique du Gard* II 343.

Agria sp.	Dions
Monopleura sp.	id.
Terebratula russilensis P. de Loriol	Poulx
— *tamaridus* Sow.	id.
Rhyncmella lata d'Orb.	id.

Nombreux polypiers

Orbitolines, dans les couches supérieures. à Russan, etc.

Je citerai comme étant particulièrement fossilifères les couches supérieures de Russan, Dions et Chambardon.

On ne trouve pas, sur le plateau de Nîmes. de dépôts appartenant aux étages secondaires plus récents que l'Urgonien. J'ai vainement cherché sur le mont de Féron, où affleurent horizontalement (voir coupe *C*) les couches du Donzérien, les calcaires marneux de l'Aptien inférieur.

Mais ceux-ci recouvrent le calcaire à *Chama* le long de la lisière Nord du plateau, près du pont St-Nicolas.

Terrains tertiaires et quaternaires.

Terrain lacustre (*L*). — Les dépôts lacustres ne sont représentés, à la surface du plateau, que par quelques lambeaux, savoir :

1° La terre rouge formant les champs cultivés aux abords du mas de Ponge, sur le Barutélien, et à Chambardon, sur le Donzérien. On trouve. dans cette terre, des cailloux peu roulés de quartzites crétacés et d'arkose triasique qui paraissent indiquer qu'elle est le résidu de dépôts lacustres plus importants.

2° Au-dessous et au Nord du mas de Chambardon on trouve. sur le Donzérien, un petit lambeau de poudingue formé de cailloux calcaires impressionnés, avec quartz des Cévennes et quartzites crétacés, le tout emballé dans une marne jaune résistante.

3° Ces mêmes poudingues se retrouvent plus bas, surmontant les marnes rouges et jaunes qui remplissent le vallon des Charlots.

4° Un autre lambeau de marnes rouges et de poudingues est resté pincé entre deux failles de l'Hauterivien, sur la colline de St André près Congéniès.

5° Un autre petit lambeau analogue est resté sur le Cruasien. au Nord de Vergèze.

6° Un petit lambeau de calcaire blanc recouvre le sommet et la pente Nord du Puech d'Autel, près Nîmes. Il est marqué e^1 sur la feuille d'Avignon. Il repose sur la tranche des couches cruasiennes (coupe n° 3).

Le terrain lacustre éocène (marnes rouges et poudingues) affleure en outre le long de la limite nord-ouest du plateau recouvrant, en stratification très discordante, vers Dions et la Calmette, le Donzérien ; de la Calmette à Gajan, le Barutélien ; de St-Mamert à Aujargues, le Cruasien et l'Hauterivien Des dénudations et des mouvements très importants avaient donc eu lieu entre le soulèvement des couches crétacées et le dépôt des couches lacustres.

Mollasse marine (*M*). — La mollasse miocène n'existe sur aucun point du plateau, mais on la trouve le long de la lisière nord, recouvrant le Donzérien. Près Sernhac elle recouvre le Donzérien et le Barutélien.

Elle forme encore, au Sud-Ouest, la limite du plateau entre Aujargues et Aubais, où ses couches viennent butter contre les strates hauteriviennes.

Ces contacts ont toujours lieu en stratification très discordante, les couches mollassiques étant relevées contre le plateau.

Subapennin (P_0,P_1). — Les marnes et es sables subapennins à *Ostrea Serresi* qui forment le sous-sol de la plaine du Vistre manquent aussi complètement sur le plateau et même dans le Creux de la Vaunage Ils affleurent par petits lambeaux au pied des pentes de la bordure sud, au pied du Puech d'Autel, à la Fontaine de Nîmes, au mont Duplan, à St-Gervasy. etc.

Alluvions pliocènes (*P*). — On trouve, disséminés sur les coteaux, notamment près d'Uchaud, de Milhaud, de St Gervasy, des cailloux arrondis de quartzites alpins qui sont, selon toute probabilité, des témoins des alluvions pliocènes qui ont dû recouvrir les pentes sud du plateau, puisque ces alluvions s'élèvent, en face, sur les coteaux de la Costière, près Générac, à l'altitude de 140 mètres[1]. Dans ce cas elles auraient presque entièrement disparu, dans les environs de Nîmes, sur la rive droite du Rhône pliocène, et ce n'est qu'à partir de Mus qu'on trouve sur cette rive, une véritable nappe d'alluvions à quartzites alpins. Cette nappe qui s'élève à 70 mètres environ d'altitude se poursuit de là, recouvrant le sommet des coteaux, jusque dans les environs de Montpellier.

Une nappe également bien définie d'alluvions anciennes occupe le sommet du coteau auquel est adossé le village de Dions et les sommets voisins, en se dirigeant vers la Calmette. Ces alluvions qui s'élèvent, comme celles de la Costière, jusqu'à la cote 140 sont l'œuvre du Gardon pliocène, car on n'y trouve que des roches siliceuses provenant des Cévennes, entre autres une grande quantité de cailloux du quartz laiteux qui forme dans les micaschistes un si grand nombre de filons. Les granites sont à l'état friable et les calcaires siliceux très altérés.

Alluvions quaternaires (a^{1-2}) — Quant aux dépôts quarternaires, ils sont représentés :

1° Par les terres rocailleuses ou marneuses que les eaux pluviales ont accumulées dans le fond des combes et des vallons, comme à Cabrières, Vallongue, les Crottes, etc.

2° Par les alluvions récentes qui remplissent le fond de la Vaunage. Ces alluvions sont formées par les parties les plus tenues des matériaux provenant des coteaux, les parties les plus grossières constituant les dépôts d'éboulis ou torrentiels qui garnissent le pied des cotaux jusqu'à une certaine hauteur. La limite entre ces derniers dépôts et les alluvions proprement dites est donc purement fictive.

[1] Il se pourrait cependant que certains de ces cailloux eussent été apportés de main d'homme aux points où nous les trouvons. C'est certainement le cas pour ceux de petit volume que l'on recueille en grand nombre à proximité de l'oppidum de Nages et qui ont évidemment servi de pierres de fronde.

Il est probable que les couches inférieures de ces alluvions remontent au commencement du quaternaire ou même au pliocène. C'est à ces couches inférieures qu'appartiendrait un dépôt qui est exploité, comme gravière, dans la plaine de la Vaunage, près de Calvisson. Il consiste en menues pierrailles calcaires emballées dans un limon jaunâtre. L'épaisseur visible est de 3^m environ. Dans la partie supérieure, il y a des couches irrégulières de tuf peu dur. On n'y voit aucun cailloux de quartzite alpin.

Tout le long de la limite sud du plateau, les couches infra-crétacées disparaissent sous les déjections des nombreux ravins qui sillonnent les pentes des coteaux. Ces dépôts désignés, dans les coupes, par la lettre A, consistent dans des marnes jaunâtres ou rougeâtres entremêlés de bancs de brèche, à cailloux calcaires (*sistre*). On y trouve aussi des quarzites alpins provenant des alluvions anciennes du Rhône, mais ils y sont en petit nombre. Ces dépôts ont commencé à se former lorsque ce fleuve a abandonné son ancien lit de la plaine du Vistre. Ils peuvent donc être en partie pliocènes. Ils continuent encore à s'accroître et ils se mélangent avec les alluvions du Vistre, à une certaine distance du pied des coteaux.

Ces déjections ont une épaisseur très variable. Elles recouvrent les sables et les marnes du subapennin qui n'apparaissent, comme nous l'avons dit, que par petits lambeaux échelonnés au pied des coteaux.

II. STRUCTURE GÉOLOGIQUE

Région centrale et orientale

La puissance, c'est-à-dire l'épaisseur aproximative des couches infra-crétacées que nous venons de décrire et qui constituent le plateau de Nîmes est en résumé :

pour	le Donzérien (C_{II})	500 mètres
—	le Barutélien (C_{IIIa})	320 —
—	le Cruasien (C_{IIIb})	150 —
—	l'Hauterivien supérieur C_{IVa})	200 —
—	moyen C_{IVb})	100 —
—	inférieur (C_{IVc})	50 —
—	le Valenginien (C_V) épaisseur visible	100 —

ce qui donne pour l'ensemble une épaisseur totale de 1420 mètres ; soit en nombre rond 1400 mètres.

Toutes ces couches se sont déposées horizontalement et empilées les unes sur les autres dans la mer infra-crétacée. Elles nous offrent une série néoconienne des plus variées et des plus complètes. Leur concordance et l'épaisseur sensiblement uniforme des assises dans toute l'étendue du plateau, indiquent qu'aucun soulèvemeut local de quelque importance n'a eu lieu pendant leur dépôt. Mais l'alternance des zones calcaires et marneuses atteste que le sol a été af-

fecté d'oscillations générales qui ont eu une assez grande étendue. car nous retrouvons les memes zones dans toute la partie inférieure du bassin du Rhône.

A ces mouvements de grande amplitude, ont succédé des mouvements plus localisés par suite desquels les couches ont été soulevées, disloquées. plissées en sens divers. Puis sont survenues des dénudations considérables qui les ont en quelques sortes rabotées, enlevant tout ce qui dépassait un certain niveau; enfin des érosions ont entamé la surface générale et achevé de mettre à nu les couches des différents âges C'est ce qui nous permet de nous rendre compte de la structure géologique du plateau.

Cette structure est mise en évidence par les coupes jointes au présent travail.

Suivons d'abord la coupe nº 1 qui va de Nîmes au Gardon, par la route d'Uzès. Nous remarquerons, en sortant de Nîmes, près de la gare des marchandises, les calcaires jaunâtres ou blanchâtres du Cruasien formant le sommet et la pente sud du mont Cavalier et plongeant vers le Sud d'environ 25°. Au-dessous nous trouvons les calcaires marneux bleu foncé de l'Hauterivien supérieur, puis viennent les calcaires hauteriviens exploités dans la carrière Martin Un peu plus loin apparaissent, toujours avec la même inclinaison vers le Sud, les calcaires marneux et les marnes noduleuses, à l'aspect terreux de l'Hauterivien inférieur. Vers le kilomètre 3, l'inclinaison des strates diminue, devient nulle et ne tarde pas à changer de sens. En face du mas de Calvas, les couches plongent déjà franchement au Nord et nous voyons cette inclinaison persister jusqu'au sommet de la rampe qui aboutit au Champ de tir et même au-délà.

Nous sommes donc en présence d'un *pli anticlinal*. Par suite de la nouvelle inclinaison que prennent les strates, nous voyons reparaître successivement le long de la route. dans l'ordre inverse, les assises primitivement observées, c'est-à-dire l'Hauterivien moyen et supérieur, puis les calcaires cruasiens formant le bord du plateau des Capitelles. En continuant à marcher vers le Nord, on trouve les marnes barutéliennes. toujours avec le même plongement. dans toute la traversée du Champ de tir et, à la hauteur du mas de Seyne, les calcaires blancs à *Chama* donzériens, plongeant également au Nord.

Mais par suite de deux nouvelles ondulations, les couches donzériennes ne tardent pas à se redresser, formant ainsi, à l'origine du vallon de Mangeloup un *pli synclinal* par suite duquel les marnes barutéliennes reparaissent dans le vallon de Poulx. Puis le plongement nord reprend définitivement par suite d'un nouveau pli anticlinal de peu d'importance, accompagné d'une faille au-delà de laquelle s'étendent les calcaires à *Chama*, jusqu'à la limite nord du plateau, Là ils disparaissent, sous les marnes aptiennes, de l autre côté des gorges du Gardon.

En résumé, si nous considérons l'ensemble de cette coupe, nous voyons qu'elle nous offre, en faisant abstraction des plis secondaires des vallons de Poulx et de Mangeloup, un grand anticlinal dont l axe se trouve près du mas Calvas. Le flanc nord de cet anticlinal est complet et comprend toute la série des couches de l'Hauterivien inférieur à l'Aptien, mais il manque à son flanc sud le Barutélien et le Donzérien qui ont dû être enlevés par les dénudations.

La direction moyenne de ces plis est la même que celles des strates, c'est-à-dire N. 100° à 115° E.

Si maintenant nous passons aux coupes de la partie orientale du plateau, nous constatons que le flanc sud de l'anticlinal général disparaît complètement à partir de Courbessac ; il manque en effet complètement dans les coupes A.B. C,D, et le flanc nord lui-même se réduit de plus en plus. Dans la coupe C, c'est le calcaire cruasien qui forme le bord du plateau, avec un plongement de 20° au Nord.

L'anticlinal du vallon de Poux persiste ; la faille qui l'accompagne vient passer à Cabrières et se poursuit de là vers l'Est.

Quant au synclinal de Mangeloup, il persiste également mais il n'intéresse plus que le Barutélien, à partir de Roquecourbe, où le Douzérien vient finir en pointe (coupes C et D).

Le plateau est toujours limité au Nord par le Donzérien plongeant au Nord sous la mollasse marine qui le recouvre en discordance.

A son extrémité, vers Rémoulins, le pendage s'infléchit à l'Est et même au S-E, et les couches donzériennes disparaissent sous les alluvions du Gardon ou sous la Mollasse.

Passons maintenant aux coupes prises à l'Ouest de Nîmes (coupes 2 à 7). Nous voyons d'abord l'anticlinal du vallon de Poulx se perdre dans les calcaires donzéniens de Campefiel et des gorges du Gardon, tandis que le synclinal de Mangeloup s'accentue dans le vallon des Charlots et se continue par une faille qui limite au sud la colline de Dions. Les calcaires donzériens continuent à former la bordure nord du plateau avec un plongement de 20°.

La coupe n° 2 nous montre l'atténuation, vers l'Ouest, de l'anticlinal du mas de Calvas. Le flanc nord de ce pli reste toutefois constitué par les mêmes couches que précédemment. Les couches marneuses de l'Hauterivien inférieur qui constituent son noyau, forment les terres cultivées du quartier de la Rouvière

Quant à son flanc sud, il comprend les mêmes couches que dans la coupe précédente, mais il se complique considérablement par l'apparition d'un plissement secondaire très aigu qui relève les couches hauteriviennes et fait apparaître les marnes à *Amm. cryptoceras*, à l'emplacement même du tunnel du chemin de fer d'Alais, à quelques centaines de mètres au Nord de la Tour Magne. Les couches sont redressées presque jusqu'à la verticale de part et d'autre de cet anticlinal. Les calcaires cruasiens de la Fontaine terminent la coupe : ils plongent au Sud, mais ils sont tranchés par une faille qui a fait apparaître la source. Cette cassure est dans le prolongement d'un pli synclinal qui va se poursuivre tout le long du vallon de Vaqueyroles jusque vers le mas de Vanel (coupes n°s 4. 5. 6). C'est ce synclinal qui constitue le bassin d'alimentation de la Fontaine de Nîmes, ainsi que je le montrerai plus loin.

Dans la coupe n° 3, nous voyons l'anticlinal du mas de Calvas s'effacer. Par suite les calcaires cruasiens s'étalent sur les hauteurs du bois de Mittau, tandis que l'anticlinal du Tunnel se développe de plus en plus jusqu'au sommet de Piéméjean. A partir de ce point, celui-ci s'atténue et s'efface à son tour, vers le

hameau des Crottes. Il en résulte un nouvel étalement des calcaires cruasiens dans la direction de Parignargues, où ils disparaissent sous les sédiments lacustres. (Coupes nos 4. 5. 6. 7).

La coupe 3 montre l'apparition du côté sud, entre la route de Sauve et le Puech d'Autel, d'un nouvel anticlinal dont le noyau est formé par les couches hauteriviennes et les flancs nord et sud par les calcaires cruasiens. Les calcaires marneux de l'Hauterivien supérieur que l'on remarque, plongeant au Nord, tout le long de la route de Sauve prennent ensuite, après plusieurs dislocations secondaires, le plongement sud et sont recouverts, au Puech d'Autel, par le calcaire cruasien. Celui-ci est exploité au pied de la colline, côté sud.

Les coupes 4, 5, et 6, nous montre le développement de cet anticlinal qui va former les hauteurs de Peyreloube au-delà desquelles il s'éteint.

Tout le long de la crête nord de la Vaunage les couches hauteriviennes conservent un plongement très marqué vers le Nord. Du côté sud de la Vaunage, les mêmes couches ont au contraire un plongement non moins accentué vers le Sud ; en sorte que nous retrouvons, sur le plateau de Langlade, au-dessus des calcaires de l'Hauterivien moyen qui en forment la crête, les calcaires marneux de l'Hauterivien supérieur, puis les calcaires rocheux cruasiens et enfin les marnes et les calcaires barutéliens, toujours avec le même plongement vers le Sud. Les calcaires à *Chama* donzériens n'y paraissent pas.

C'est ce qui ressort des coupes 5, 6 et 7. Cette dernière coupe est des plus simples par suite de la disparition des plis secondaires. Elle nous offre, en effet, entré le Gardon et la Vaunage, toute la série des couches infra-crétacées régulièrement imbriquées avec un plongement nord, tandis qu'entre la Vaunage et la plaine du Vistre on retrouve les mêmes couches, sauf le Donzérien, avec un plongement inverse. C'est donc encore un grand anticlinal dont l'axe est dans la Vaunage et dont le noyau est formé par les marnes valenginiennes.

Mais, circonstance remarquable, la direction des couches qui constituent le flanc sud de cet anticlinal n'est pas la même que celles des couches qui constituent son flanc nord. Tandis que celles-ci sont régulièrement dirigées presque exactement de l'Ouest à l'Est, celles-là ont une direction non moins constante du Sud-Ouest au Nord-Est, en sorte que ce sont les mêmes couches, le Barutélien, qui constituent le bord sud du plateau, de Milhaud jusqu'à Vergèze. La jonction des deux directions s'opère entre Caveirac et St-Cézaire. Elle donne lieu à plusieurs fractures accusées, notamment par le redressement des couches hauteriviennes à la verticale, soit dans le ravin du Puits de la Dame de Bouillargues (formant limite des communes de Caveirac et de Milhaud) soit aux abords du mas Fougeirol. Elle occasionne encore les dislocations indiquées sur la coupe 3, entre la route de Sauve et le Puech d'Autel.

A partir de ce point la direction Est-Ouest des couches subsiste seule dans toute la partie orientale du plateau, et la direction générale N.E-S.O de son bord sud provient, dans cette partie, non plus comme entre Vergèze et Milhaud de la direction même des couches, mais de ce que celles-ci, dirigées sensiblement de l'Ouest à l'Est, ont été coupées obliquement par une faille N.E-S.O.

Les nombreux et importants ravins qui entament, entre ces deux points, le bord du plateau, ne sont pas entièrement le fait des érosions. En effet, bien que les strates du Barutélien aient leur pendage général au S. E. on remarque que dans le voisinage des ravins le pendage s'infléchit, soit au sud, soit à l'Est, de manière à devenir normal à la direction de ceux-ci. Il en résulte que ces ravins se sont établis dans de petits synclinaux partiels, sensiblement perpendiculaires à la limite du plateau.

Toutefois, entre Vergèze et Uchaud, c'est une faille E.-O. qui a disloqué le bord du plateau. A Uchaud même, les couches sont redressées vers le S.-O. par le prolongement d'une faille qui passe à Calvisson et au col de Boissière.

Quant aux ravins qui sillonnent les pentes hauteriviennes de Courbessac à St Gervasy, ils sont entièrement dus aux érosions. combinées avec des inflexions locales des couches. Il en est de même des *Cadereaux* de Nîmes et de St Cézaire.

Considérant maintenant l'ensemble des coupes, nous constatons qu'en résumé, et abstraction faite des plissements secondaires. le plateau est constitué, dans la partie dont nous venons de nous occuper, par deux grands anticlinaux : celui du mas de Calvas et celui du Creux de la Vaunage.

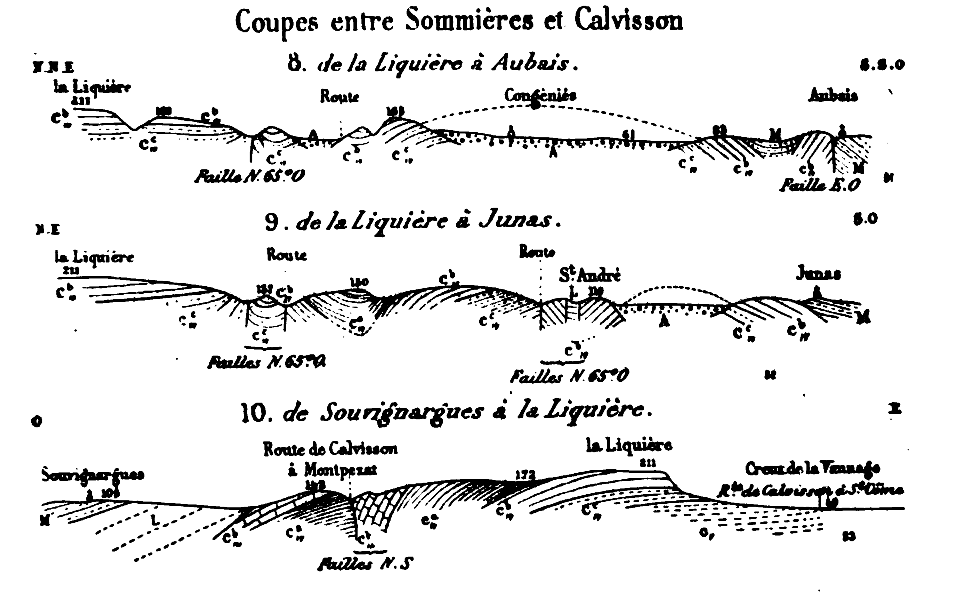
Le premier affecte la partie comprise entre St Cézaire et Rémoulins ; son axe dirigé sensiblement E.-O., passe par le Bois de Mittau, la Rouvière, le mas de Calvas et Courbessac. Son flanc sud, déjà incomplet à Nîmes, puisqu'il y manque le Barutélien et le Donzérien, disparaît entièrement à Courbessac. Au delà, on ne trouve plus que son flanc nord de plus en plus réduit par suite de la coupure oblique NE-SO. qui limite le plateau.

Le second affecte la partie comprise entre Calvisson et St Cézaire. Son axe passe par le milieu de la Vaunage et le vallon de la Dame de Bouillargues. Il est à plus grand rayon de courbure que le précédent et offre cette particularité d'avoir ses flancs écartés jusqu'à 45°, au lieu d'être parallèles. Le flanc droit de cet anticlinal est presque aussi complet que le flanc gauche, puisqu'il n'y manque que le Donzérien.

Avant les dislocations qui ont rompu ces anticlinaux et produit les plis secondaires du vallon de Poulx, du tunnel de la Tour Magne et du vallon de Vaqueyroles, avant les dénudations qui ont nivelé le plateau, l'aspect du pays était donc bien différent de celui qu'il nous offre aujourd'hui. Si nous reconstituons par la pensée les couches disparues, nous constatons qu'il existait, au-dessus de la Rouvière, une montagne dont le sommet s'élevait à près de 1400m au-dessus de l'altitude actuelle, et qui se prolongeait vers l'Est jusque vers Rémoulins.

De même le Creux de la Vaunage correspond à l'antique sommet d'une autre montagne de hauteur à peu près égale dont les versants, moins rapides, se soudaient au Nord à ceux de la précédente, vers l'emplacement actuel du vallon de Vaqueyroles. Vers l'Ouest, ces deux montagnes avaient une base commune en pente relativement douce. C'étaient, en un mot, deux dômes contigus, allongés de l'Ouest à l'Est et raccordés, vers l'Ouest, à une base commune.

Coupes entre Sommières et Calvisson



RÉGION OCCIDENTALE.

Comme nous l'avons dit, le plateau de Nîmes est limité à l'Ouest et au Nord-Ouest par le bassin lacustre de Montpezat. Les strates urgoniennes et néocomiennes disparaissent sous les couches de l'Eocène représenté par des marnes rouges et des poudingues polygéniques. Le pendage, de 20 à 30° au maximum, est quelquefois très faible. Ainsi près St Mamert, le Cruasien n'est incliné que de quelques degrés vers l'Ouest, et c'est contre les tranches de ses assises que buttent les couches lacustres, avec une inclinaison très supérieure. Près d'Aujargues, on voit l'Hauterivien, plongeant exceptionnellement au S.-E., recouvert par les poudingues lacustres plongeant à l'Ouest. Il y a donc discordance complète entre les deux dépôts, et nous constatons les traces des dislocations qui ont accompagné la formation du bassin tertiaire.

On remarque, en outre, que la direction des couches infra-crétacées, qui est E.-O. à Dions, se modifie insensiblement, à partir de la Calmette, en se relevant vers le Nord ; en sorte qu'à partir de St Mamert, la direction est franchement N-E, c'est-à-dire parallèle à la direction du bassin tertiaire, le pendage étant au N.-O.

Près de Parignargues, la limite du Lacustre devenant N.-S. la direction des couches s'infléchit également dans cette direction et le pendage passe à l'Ouest (Coupe n° 10). Au sud-ouest, à partir d'Aujargues, le plateau est limité par les dépôts de la mollasse marine miocène, en discordance complète de stratification. Il présente, dans cette région, une série de fractures dirigées NO-SE, et

une succession remarquable de petits plis [1]. La direction de ces plis tend à se rapprocher, au Sud, de la direction E.-O. C'est à peu près celle de la colline hauterivienne qui s'étend entre Junas et Lorieux. Au-delà on rencontre la grande faille E.-O. dont nous avons déjà parlé. Elle est visible à partir d'Aubais jusqu'à Vestric (voir la carte et la coupe 8). Cette faille est antérieure à la mollasse marine, car à Aubais, où celle-ci butte contre le mur de faille constitué par les calcaires hauteriviens à *Amm. radiatus*, on constate que ceux-ci sont percés de trous de pholades et formaient par conséquent le rivage de la mer mollassique.

Près d'Aigues-Vives, cette faille met en contact l'Hauterivien inférieur avec le Barutélien. A Vergèze, elle tranche le Barutélien et va sortir dans le talus du chemin de fer près Vestric. Sa direction est dans le prolongement exact de l'escarpement du pic St Loup. Nous trouverons sans doute dans la suite de nos explorations, sur la rive gauche du Vidourle, d'autres traces du grand accident qui a fait surgir cette montagne.

Elle est aussi sur le prolongement même de la grande faille qui, sur le versant sud des Alpines, met en contact le Néocomien avec le Danien.

Nous voyons ainsi reparaître la direction E.-O. qui est celle des couches et des accidents secondaires dans toute la partie nord du plateau, et qui joue un si grand rôle dans la tectonique de la partie inférieure du bassin du Rhône.

Il résulte de l'ensemble des faits tectoniques qui viennent d'être exposés, que le plateau de Nîmes est plutôt une région de plissement, car les failles y sont peu nombreuses et ne donnent lieu qu'à des rejets peu importants. Mais les plissements eux-mêmes n'y apparaissent que comme des effets secondaires. On ne saurait les considérer comme étant l'effet immédiat du soulèvement du plateau puisqu'ils se localisent dans les environs de Nîmes et vers l'extrémité sud-ouest, et qu'aucun d'eux n'embrasse toute l'étendue du plateau.

Le trait caractéristique de la structure géologique de celui-ci est bien plutôt que, vers ses bords, les couches qui le constituent plongent toujours vers l'extérieur et normalement à ses limites, bien entendu en rétablissant, par la pensée, le flanc sud de l'anticlinal disparu entre Nîmes et Sernhac, et sauf la pointe sud-ouest où des efforts spéciaux se sont produits. On est donc conduit à le considérer, non pas comme le résultat d'un ou de plusieurs soulèvements linéaires, mais comme provenant d'un bombement primitif comprenant, ainsi que nous l'expliquons plus haut, deux dômes ellipsoïdaux à grand axe dirigé E.-O.

[1] Tous ces plis présentent la particularité que les collines qui en sont résultées correspondent à des synclinaux, tandis que les vallons correspondent à des anticlinaux (Voir les coupes 8 et 9).

A quelle époque faut-il faire remonter ce soulèvement primitif ? Il est certainement antérieur à l'Éocène puisque les dépôts de cet âge sont en contact absolument discordant avec les couches infracrétacées. D'autre part, les dénudations importantes qui se sont produites entre les deux dépôts ont dû exiger un temps considérable. Il semble donc que l'on peut fixer, avec une grande vraisemblance, vers le milieu de la période crétacée l'époque du soulèvement. On expliquerait ainsi l'absence de tout dépôt marin appartenant au Crétacé moyen et supérieur, non seulement sur le plateau, mais aussi dans l'ouest du Gard et dans l'Hérault, à partir de la vallée du Gardon et des environs d'Uzès. Les dômes de Nîmes se soudaient en effet au Nord-Ouest avec un autre soulèvement, celui de la chaîne du Bois des Lens qui s'étend, à partir de Fontanès, tout le long de la rive droite du Gardon et qui, selon toute probabilité, faisait partie d'un autre bombement d'une étendue au moins égale à celle du plateau de Nîmes. Ces soulèvements n'étaient sans doute pas isolés et tout porte à croire que celui du pic St-Loup a eu lieu à la même époqne. Toute la région s'est ainsi trouvée soustraite au domaine de la mer crétacée.

Vers le milieu de l'Éocène,de nouveaux mouvements se produisirent et eurent pour résultat la formation du bassin lacustre de Montpezat. C'est vraisemblablement à ce moment qu'eut lieu l'affaisement du flanc sud de l'anticlinal du mas de Calvas et la coupure oblique qui détermine la limite du bord méridional du plateau, cette direction étant parallèle à celle du bassin de Montpezat.

Ces mouvements coïncidèrent avec un affaissement général des dômes, ce qui permit aux eaux lacustres de les recouvrir entièrement : d'où les vestiges qui restent de leurs dépôts, aux mas de Ponge et de Chambardon. C'est aux poussées qui se produisirent pendant cet affaissement et aux cassures préexistantes, que nous croyons pouvoir attribuer la formation des plis secondaires tels que l'anticlinal du Tunnel, les synclinaux de Vaqueyroles, de Mangeloup, des Charlots, etc., de même que les ridements multipliés qui ont accidenté la partie sud-ouest du plateau.

Quant à l'abrasion qui l'a nivelé à une altitude si uniforme, c'est sans doute à l'action de la mer miocène qu'il faut l'attribuer, ce qui indiquerait un nouvel affaissement à la fin de cette période, après le dépôt de la Mollasse.

Enfin un relèvement du sol eut lieu à l'époque pliocène, car on ne trouve nulle part, sur le plateau, trace des dépôts de cet âge, les marnes et les sables subapennins ne faisant qu'entourer le pied des pentes de la bordure méridionale. Cet exhaussement est d'ailleurs démontré par le redressement de la mollasse, vers l'intérieur du plateau. Il permit au ravinement de s'exercer et c'est à cette époque qu'ont commencé à se former les nombreux ravins actuels, en particulier le Creux de la Vaunage dont l'affouillement a, du reste, été d'autant plus facile qu'il s'est effectué presque entièrement, dans des couches de peu de consistance et déjà disloquées par les mouvements antérieurs.

Nous retrouverions ainsi dans notre région, un exemple bien frappant des phénomènes si magistralement élucidés, dans le bassin du Nord, et exposés naguère, avec tant d'autorité, devant la Société géologiqne, par M. Marcel

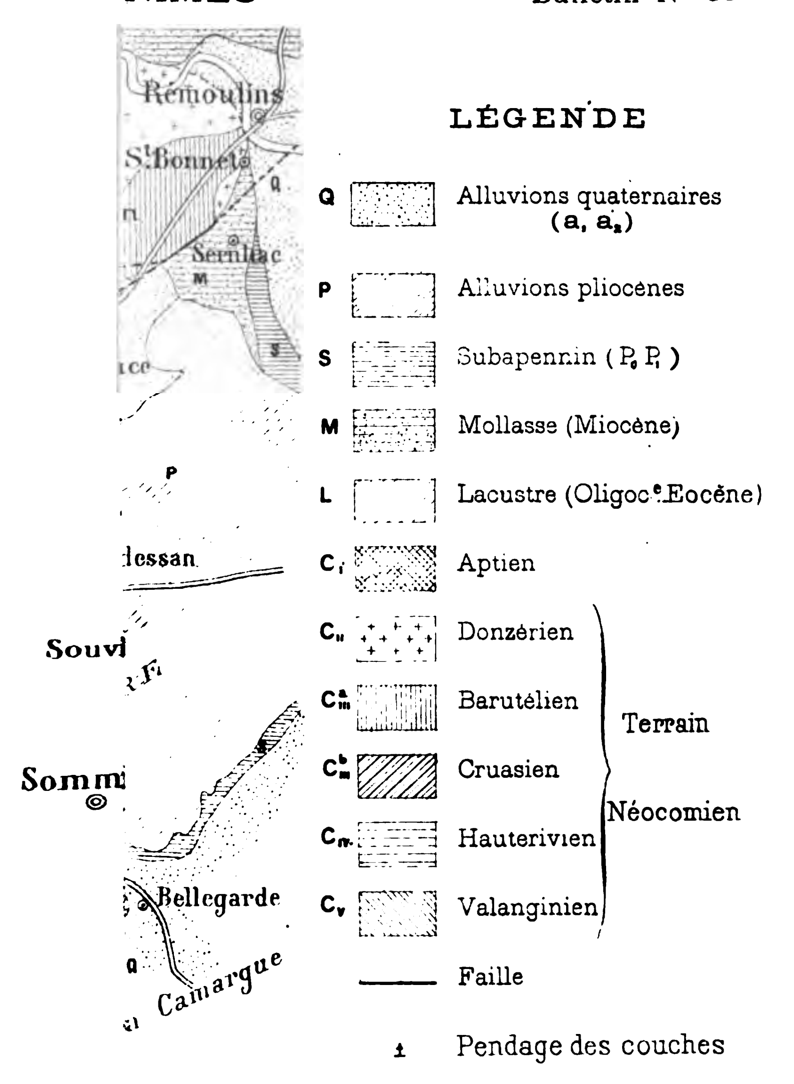
Bertrand. Nous sommes portés à croire que cet exemple ne restera pas is et déjà MM. P. de Rouville et Delage attribuent, dans un récent et très inté sant travail[1] le surgissement du pic St-Loup à un soulèvement en « *ampou* ou en dôme ellipsoïdal.

Avignon, le 20 Novembre 1893.

[1]. P. de Rouville et Delage : *Géologie de la région du Pic St Loup*. Montpellier, 1893.

Laval. — Imprimerie et Stéréotypie E. JAMIN, 8, rue Ricordaine.
168

NIMES — Bulletin N° 39



Auto-Imp. L. Courtier, 43, rue de Dunkerque. Paris.

4.7
15

MINISTÈRE DES TRAVAUX PUBLICS

BULLETIN DES SERVICES

DE LA

ARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE

ET DES

TOPOGRAPHIES SOUTERRAINES

N° 40. — Tome VI, 1894-1895.

LE MASSIF DES GRANDES-ROUSSES

(Dauphiné et Savoie)

PAR

P. TERMIER

Ingénieur des Mines,
Professeur à l'École des Mines de Saint-Étienne,

Avec 11 figure sur bois. cinq planches gravées et une carte en couleur.

PARIS

LIBRAIRIE POLYTECHNIQUE, BAUDRY ET Cie, ÉDITEURS

15, RUE DES SAINTS-PÈRES, 15

MÊME MAISON A LIEGE, RUE DES DOMINICAINS, 7

1894

Le Bulletin de la Carte Géologique de la France paraît par fascicules contenant chacun un mémoire complet, dont la réunion forme chaque année un beau volume grand in-8° accompagné d'un grand nombre de planches, avec de nombreuses figures intercalées dans le texte.

Prix de l'abonnement ou de l'année parue. . . . . . . **20 fr.**

(Les cinq premières années sont en vente)

Il a été tiré à part un certain nombre d'exemplaires de chacun des bulletins destinés à être vendus séparément aux prix suivants :

N° 1. Étude sur le massif cristallin du Mont-Pilat, sur la bordure orientale du Plateau Central, entre Vienne et Saint-Vallier, et sur la prolongation des plis synclinaux houillers de Saint-Étienne et Vienne, par Termier, ingénieur des mines, professeur à l'École de Saint-Étienne. 1 brochure grand in-8°, avec 28 figures dans le texte et 2 planches. . . . . 3 fr. 75

N° 2. Note sur les terrains d'alluvions des environs de Lyon, par Delafond, ingénieur en chef des mines. 1 brochure grand in-8°, avec 1 planche. . . . . 1 fr. 25

N° 3. Note sur l'existence des phénomènes de recouvrement dans les Pyrénées de l'Aude, par L. Carez, docteur ès sciences naturelles, 1 brochure grand in-8°, avec 1 planche. . . . . 1 fr. 00

N° 4. Note sur les roches primitives de la feuille de Brives, par L. De Launay, ingénieur des mines. 1 brochure grand in-8°, avec 6 figures dans le texte. . . 0 fr. 75

N° 5, Notes stratigraphiques sur le bassin tertiaire de Marseille, par Ch. Depéret, professeur à la faculté des sciences de Lyon. 1 brochure grand in-8°, avec 6 figures dans le texte. . . . . 1 fr. 50

N° 6. Note sur la géologie des environs d'Annecy, La Roche, Bonneville, et de la région comprise entre Le Buet et Sallanches (Haute-Savoie), par Gustave Maillard, conservateur du musée d'Annecy. 1 brochure grand in-8°, avec planches . . 5 fr. 25

N° 7. Mémoire sur les éruptions diabasiques siluriennes du Menez Hom (Finistère), par Charles Barrois, professeur adjoint à la Faculté des Sciences de Lille. 1 volume grand in-8°, avec 23 figures dans le texte et 1 planche. . . . . 4 fr. 00

N° 8. Relations entre les sables de l'Eocène inférieur dans le Nord de la France et dans le bassin de Paris par J. Gosselet, professeur à la faculté des sciences de Lille, membre correspondant de l'Institut. 1 brochure grand in-8°, avec 7 figures dans le texte. . . . . 0 fr. 75

N° 9. Etude sur les roches cristallines et éruptives des environs du Mont-Blanc par Michel Levy, Ingénieur en chef des mines, directeur du service de la carte géologique de France. 1 brochure, grand in-8°, avec 4 planches en photogravure, une planche de coupe et des figures dans le texte . . . . 2 fr. 50

N° 10. Note sur la stratigraphie du Plateau central entre Tulle et Saint-Ceré par Mouret, ingénieur des Ponts-et-chaussées. 1 brochure grand in-8°, avec une planche de coupes et une carte géologique . . . . 2 fr. 75

N° 11. I. Contribution à l'étude des roches métamorphiques et éruptives de l'Ariège (feuille de Foix). — II. Sur les enclaves acides des roches volcaniques de l'Auvergne, par A. Lacroix, préparateur au collège de France. 1 brochure grand in-8°, avec 12 figures dans le texte . . . . 3 fr.

N° 12. I. Nouvelle subdivision dans les terrains Bressans. — II. Bassin de Blanzy et du Creusot, par Delafond, ingénieur en chef des mines. 1 brochure grand in-8°, avec 16 figures dans le texte. . . . . 1 fr. 50

N° 13. Les éruptions du Velay. I. Roches éruptives de Meygal. — II. Argiles métamorphosées par le phonolithe, à Saint-Pierre-Eynac, par P. Termier, ingénieur des mines, professeur à l'École des Mines de Saint-Étienne. 1 brochure grand in-8°, avec 11 figures dans le texte. . . . . 1 fr. 50

N° 14. Recherches sur les ondulations des couches tertiaires dans le bassin de Paris, par Gustave F. Dollfus. 1 brochure grand in-8°, avec 16 figures dans le texte et 1 carte. . . . . 4 fr. 75

LE MASSIF DES GRANDES-ROUSSES

(Dauphiné et Savoie)

PAR

P. TERMIER

INTRODUCTION

« Le massif des Grandes-Rousses, dit Lory [1], consiste en une chaîne étroite « et très élevée, couverte de neiges perpétuelles, qui s'étend, dans une direction « à peu près Nord-Sud, des sources de Lolle, en Maurienne, à la gorge de la « Romanche. Elle est formée essentiellement de gneiss en couches fortement « redressées, plongeant vers l'Est. Des bandes étroites et des lambeaux de grès « à anthracite sont associés à ces gneiss, en partagent tous les bouleversements « et se retrouvent jusque dans les sommités les plus élevées de la chaîne. Ces « grès sont intercalés dans les terrains cristallisés des Rousses en couches sen- « siblement parallèles et concordantes avec celles de ces terrains. »

La beauté de la chaîne des Grandes-Rousses est proverbiale. Le voyageur qui va de Vizille au Bourg-d'Oisans à travers les sombres gorges de la Romanche ne peut retenir un cri d'admiration, quand, au hameau de Livet, à un brusque détour de la route, il voit tout-à-coup se dresser dans le ciel la blanche muraille de l'Etendard. Plus il avance, et plus la muraille s'allonge et monte. Aux Sables, où la vallée s'ouvre en se bifurquant et où commencent la vaste plaine du Bourg-d'Oisans et la combe élargie de l'Eau-d'Olle, le paysage est merveilleux. Au-dessus des champs et des vergers de la plaine, un premier gradin, formé par les calcaires et les marnes du Lias, disparaît presque entièrement sous le noir manteau des sapinières. Le deuxième gradin, beaucoup plus accentué, supporte un grand plateau de pâturages, dominé à son tour par des escarpements de roches taillées à pic, dont la belle teinte fauve a fait donner le nom de « Rousses » à toute la montagne. Puis les neiges apparaissent, couronnant le troisième gradin d'un long amoncellement de frimas. Enfin la muraille extrême s'élance, noirâtre ou rougeâtre, déchirée çà et là par des couloirs neigeux, et profilant

[1] Lory, *Description géolog. du Dauphiné*, p. 193.

dans les nues, à une hauteur qui semble prodigieuse, une arête en dents de scie d'une étonnante uniformité.

Vues de l'Est, des prairies du Lautaret, du plateau d'Emparis ou du glacier du Mont-de-Lans, les Grandes-Rousses ont un autre caractère. Les pentes sont moins roides, les rochers supérieurs moins abrupts : la barrière paraît moins infranchissable. De larges champs de glace, mollement étendus sur la croupe ondulée de la chaîne, semblent prolonger naturellement les pâturages de Clavans et de St-Sorlin-d'Arves. Ces glaciers remontent même en maint endroit jusqu'à l'arête, offrant aux alpinistes un chemin facile et tout tracé ; c'est ainsi que le sommet central de la chaîne, le pic Bayle, n'est plus, de ce côté, que le dôme terminal du glacier du Grand-Sablat. Le paysage est tout autre, et fait songer aux montagnes de la Mauriennne ou de la Tarantaise, beaucoup plus qu'à celles de l'Oisans. Mais le charme n'est pas moindre : il réside dans la majesté des contours et dans la simplicité des lignes. L'œil n'est point arrêté par les premiers plans, d'une grandiose et triste monotonie : il monte de suite aux régions supérieures, où des rochers aux formes hardies, le Grand-Sauvage, le Mont-Savoyat, le Château Noir, interrompent harmonieusement la blancheur des coulées de glace.

C'est par extension que l'on donne encore le nom de Grandes-Rousses à l'arête émoussée qui prolonge, jusqu'au delà du col de la Croix-de-Fer, les hautes crêtes de l'Étendard. Pour les montagnards de l'Oisans, les Grandes-Rousses ne vont que de l'Herpie (point 2995 de l'État-Major) à l'Étendard ou sommet Nord (point 3473). Entre ces deux points, l'arête a une altitute moyenne d'au moins 3200 mètres, et elle ne présente ni échancrures profondes, ni sommets bien marqués : c'est une barre rocheuse, uniformément crénelée, longue de près de six kilomètres et d'une rectilignité presque absolue. Deux renflements de ce long dos d'âne arrivent sensiblement à la même altitude, le pic de l'Étendard ou sommet Nord, et le pic Bayle ou sommet Sud : ils portent tous deux sur la carte d'État-Major la cote 3473. Un troisième point, appelé Sommet 3 par l'État-Major et coté 3332, se reconnaît aisément de loin au dôme de glace qui le recouvre : on lui donne aujourd'hui de préférence le nom de pic du Lac Blanc.

L'Étendard ou sommet Nord des Grandes-Rousses est le point le plus septentrional de la barre. La face Nord de ce pic, entièrement glacée, descend rapidement jusqu'au col de la Cochette dont l'altitude ne dépasse guère la cote 3000. La face Ouest, toute rocheuse et fort escarpée, est déchirée d'un étroit couloir de neige qui descend jusqu'au glacier des Rousses. Cette écharpe blanche au milieu des rochers noirs fait songer à une mince banderole qui serait fixée à la cîme du pic, et qui traînerait, faute de vent, le long de la muraille. De là vient, sans doute, ce nom d'Étendard donné à la montagne.

Longtemps réputée inaccessible, la crête des Grandes-Rousses est aujourd'hui bien connue et assez fréquentée par les alpinistes [1]. Le sommet Nord, le sommet

[1] Voir à ce sujet l'excellent *Guide du Haut-Dauphiné,* par MM. Coolidge, Duhamel et Perrin.

Sud, le sommet 3 se laissent aisément gravir de l'un et de l'autre versant. Du pic Bayle (sommet Sud) à l'Étendard, l'arête a été suivie une fois déjà, par M. Coolidge ; on peut de même aller du pic Bayle à l'Herpie sans trop descendre sur le versant Est. Enfin, plusieurs passages relativement faciles, la brèche des Grandes-Rousses, entre l'Étendard et le pic Bayle, le col de la Pyramide, à peu de distance au Sud de ce dernier pic, d'autres encore, permettent de franchir la chaîne. Le refuge de la Fare sur le versant Ouest, le châlet de Sarenne et le châlet Aubert sur le versant Est, sont les meilleurs centres d'excursion pour tout le haut massif.

Au Nord de la profonde échancrure connue sous le nom de col de la Cochette, la crête remonte à l'altitude d'environ 3270 m. (cîme de la Cochette). Sur une longueur de quinze cents mètres, jusqu'à l'Aiguille Noire (3172), l'altitude varie peu. Ce petit massif de la Cochette présente, du côté de l'Eau-d'Olle, de formidables escarpements ; il est au contraire très accessible du glacier de Saint-Sorlin.

Au delà de l'Aiguille Noire, la ligne de faîte s'abaisse rapidement. Le pic coté 2988 est la dernière aiguille dont la pointe soit fière. Les points 2911 et 2566 (Croix de Pichoux) ne sont plus que des saillies de faible importance dans une arête désormais émoussée et graduellement envahie par les pâturages.

A l'Est de la dépression profonde où se sont créés les lacs (lac Tournant, lac Blanc, Grand-Lac) d'où sort le Nant de Bramant, une ligne de faîte secondaire, prolongement de la crête du Grand-Sauvage, s'élève peu à peu du Sud au Nord et domine bientôt la chaîne principale. Jusqu'au sommet 2690, cîme maîtresse de cette région chaotique, ce faîtage secondaire est formé par les gneiss. Plus au Nord, ce sont les roches éruptives du Houiller qui constituent la crête. On les voit, bien reconnaissables de loin à leur couleur verte, accumuler leurs strates massives dans la longue barre rocheuse cotée 2629, 2548, 2433, 2274. Le col de la Croix de Fer est une porte étroite ouverte dans l'amoncellement des nappes d'orthophyres. Immédiatement au Nord de ce col, le sommet 2273, encore formé de la roche éruptive, doit être considéré comme la cîme extrême des Grandes-Rousses. A moins de cinq cents mètres de ce sommet, les orthophyres houillers disparaissent définitivement sous les cargneules et les calcaires de la Pointe de l'Ouillon.

Au Sud de l'Herpie (2995 m.), la crête des Grandes-Rousses s'abaisse plus rapidement encore qu'au Nord de l'Aiguille Noire de la Cochette. Les micaschistes ocreux qui constituent cette crête sont profondément entaillés par les gorges de la Sarenne. Le sommet arrondi coté 2171 est, de ce côté, la dernière cîme bien marquée du faîtage principal.

Mais, si, vers le Nord, le massif cristallophyllien des Grandes-Rousses disparaît réellement sous les assises jurassiques du col du Glandon, la terminaison de ce massif, du côté du Sud, aux gorges de la Romanche, est moins radicale. Les plis des terrains anciens, dirigés Nord-Sud, peuvent se suivre bien au-delà de la Romanche, dans le massif du Pied-Montet, dans la chaîne du Clapier-du-Peyron, et plus loin encore, dans les arêtes rocheuses du Chapelet et du Lau-

vert. Le Pic Turbat du Valsenestre, le Grun de St-Maurice, la Pointe du Sud du Petit Chaillol, jalonnent au Sud le passage de la zone anticlinale des Rousses, séparée du grand massif du Pelvoux par un synclinal jurassique continu, celui qui prolonge, par Vénosc et le col de la Muzelle, les assises calcaires du lac Tournant, du Château-Noir et du Freney.

Dans l'étude qui va suivre, nous limiterons toutefois le massif des Grandes-Rousses aux gorges de la Romanche, réservant, pour la monographie générale du Pelvoux et des régions circonvoisines, le prolongement des Rousses au Sud de ces gorges. Du côté du Nord, nous pousserons jusqu'au col de la Croix-de-Fer. La vallée de l'Eau-d'Olle nous donnera une limite occidentale naturelle. Enfin, du côté de l'Est, nous nous arrêterons au vallon du Ferrand et à la chaîne liasique des Arènes.

Depuis longtemps connues des mineurs [1] pour leurs gisements d'anthracite et leurs nombreux filons métallifères, les Grandes-Rousses sont restées jusqu'en 1833 presque ignorées des géologues. Elie de Beaumont [2], qui a consacré à la description du massif du Pelvoux des pages demeurées justement célèbres, ne cite qu'en passant la chaîne des Rousses et sans la décrire.

Dans l'été de 1833, l'ingénieur des Ponts-et-Chaussées Dausse explora avec beaucoup de soin les deux versants du massif. Le compte-rendu de cette exploration parut l'année suivante [3]. C'est une description géologique fort remarquable pour l'époque. Le principal mérite de Dausse est d'avoir, le premier, signalé la grande extension du terrain anthracifère, et la présence constante en dessous du Lias des calcaires magnésiens blancs ou jaunes que nous rapportons aujourd'hui au Trias. Si les déductions de Dausse ne sont pas toujours acceptables, du moins ses observations sont-elles consciencieuses et sûres. Lory, qui lui rend un grand hommage, déclare que ce mémoire donne une très juste idée de la structure des Rousses, et que, depuis sa publication, il n'a été fait que peu d'observations sur le massif [4].

Dans sa *Statistique générale du Département de l'Isère*, Gueymard parle des Grandes-Rousses à diverses reprises, mais généralement d'après le mémoire de Dausse. On lui doit cependant quelques observations nouvelles, en particulier [5] la découverte d'un lambeau de terrain houiller près du col du Couard. Pour lui, comme pour Dausse, les calcaires dolomitiques et les cargneules du versant Nord-Ouest ne sont que des lambeaux du calcaire marno-schisteux, qui ceint la chaîne des Rousses, lambeaux altérés, lors des soulèvements, par les phénomènes ignés. Le gypse des gorges du Flumet, en amont de Vaujany, n'est lui-

[1] Héricart de Thury, *Journal des Mines*, t. 20 et 22, 1806-1807.
[2] Elie de Beaumont, *Faits pour servir à l'histoire des montagnes de l'Oisans*, Ann. des Mines, 3e série, t. V.
[3] Dausse, *Essai sur la forme et la constitution de la chaîne des Rousses en Oisans*, Mémoires de la Soc. Géolog. de France, t. II, 2e partie, 1834.
[4] Lory, *Description géolog. du Dauphiné*, p. 194.
[5] Gueymard, *Statistique générale du départ. de l'Isère*, 1844, p. 219.

même, aux yeux de Gueymard, qu'une modification particulière des calcaires par les phénomènes plutoniques.

Lory, qui vint ensuite, se proposa souvent d'étudier de près les Grandes-Rousses ; il n'en eut jamais le loisir. L'esquisse qu'il nous a laissée de ce massif, dans sa *Description géologique du Dauphiné*, est, comme il le déclare lui-même, un résumé du travail de Dausse. De même que ses prédécesseurs, il attribue au Lias inférieur les calcaires magnésiens du plateau des Petites-Rousses ; mais il a soin de dire que la nature spéciale et caractéristique de ces calcaires est une conséquence de leur mode même de dépôt, et qu'ils se sont déposés tels que nous les voyons aujourd'hui. Vers la fin de sa vie, comme il préparait, pour le Service de la Carte Géologique détaillée, la minute de la feuille de St-Jean-de-Maurienne, il enleva au Lias la plus grande partie des calcaires magnésiens et les attribua fort judicieusement au Trias.

La première coupe que Lory nous ait donnée des Rousses est intercalée dans son grand ouvrage sur le Dauphiné [1]. « Nous avons essayé, dit-il, de représen-
« ter dans cette coupe théorique des deux chaînes de Belledonne et des Rousses,
« la structure probable de ces montagnes dans un plan vertical passant par
« Domène et Clavans, c'est-à-dire à peu près perpendiculaire à la direction des
« couches. Cette coupe, pour le massif des Rousses, s'accorde du reste avec celle
« qui est donnée par M. Dausse, et nous paraît résulter naturellement des faits
« signalés dans son mémoire ».

Si on la considère comme un profil *théorique*, cette première coupe est excellente. Elle donne une idée très juste des Grandes-Rousses : un grand anticlinal *alpin*, débarrassé (sauf quelques petits lambeaux) de sa couverture de terrains secondaires : ce grand anticlinal étant lui-même un système de plis plus anciens (nous dirions aujourd'hui *hercyniens*), qui font apparaître de longues bandes houillères au milieu des micaschistes. On voit que la disposition en gradins du versant Ouest a suggéré à Lory l'idée d'une faille affleurant au pied des Petites-Rousses. Il ne manque guère à son profil, pour être tout-à-fait exact, que l'attribution au Trias des lambeaux de calcaire magnésien des Petites-Rousses, et la séparation, au moins approximative, de la granulite et des gneiss.

En 1881, lors de la Réunion extraordinaire à Grenoble de la Société Géologique de France, Lory eut incidemment l'occasion de reparler des Rousses, dans une magistrale conférence sur les schistes cristallins des Alpes Occidentales. Il signala l'apparition, dans l'étroite gorge de Maupas (combe d'Olle), du granite massif et de la granulite en filons, et mit sous les yeux de la Société une nouvelle coupe du massif, allant d'Allemont à Clavans par le lac Blanc. Sur cette coupe [2], les roches éminemment granitiques du versant Ouest sont désignées comme gneiss granitoïdes ; des failles séparent du massif cristallophyllien les synclinaux liasiques de Clavans et de la Combe d'Olle ; l'anticlinal central est

[1] Lory, *Description géolog. du Dauphiné*, Pl. I, fig. 3, et texte, p. 197.
[2] *Bulletin Soc. géolog. de France*, 3e série, t. IX, p. 662.

représenté comme formé de schistes chloriteux. Dans une autre coupe passant par l'extrémité septentrionale du massif, vers St-Sorlin d'Arves, la grande faille de l'Ouest subsiste ; l'anticlinal central est formé de gneiss, micaschistes et schistes amphiboliques.

Ces retouches au profil publié en 1860, faites évidemment beaucoup plus sous l'empire d'idées préconçues que sous l'influence d'observations nouvelles, ne sont pas toutes heureuses. On y reconnaît en particulier cet abus des grandes failles longitudinales qui est le caractère dominant des dernières œuvres de Lory. Nulle part, peut-être, ces feuilles séparatives du Lias et des micaschites n'ont été moins vraisemblables que sur les flancs des Rousses. Il suffit de se reporter aux croquis de Dausse pour être convaincu qu'il n'y a pas la moindre cassure entre les gneiss et les calcaires magnésiens.

Les coupes de 1881 restèrent, pour Lory, absolument définitives. On les retrouve insérées, en 1887, dans une courte note *sur la structure géologique des massifs primitifs du Dauphiné* [1], note rédigée pour le *Guide du Haut-Dauphiné* de MM. Coolidge, Duhamel et Perrin. Elles reparaissent encore, en 1888, dans un mémoire, présenté au Congrès géologique international de Londres, *sur la constitution et la structure des massifs de schistes cristallins des Alpes Occidentales* [2]. En 1889, Lory livra à la gravure les contours géologiques de la feuille de St-Jean-de-Maurienne ; ces contours, qui n'ont pas été publiés, mais que l'on peut consulter aux archives du Service de la Carte géologique, sont, en somme, peu différents de ceux de Dausse. On peut y relever quelques erreurs que Dausse n'a point commises [3], et qui prouvent péremptoirement que, si Lory a cherché à se faire une idée d'ensemble de la structure du massif des Rousses, il n'a point eu le temps d'explorer, même sommairement, les parties hautes.

Nous avons été chargé par M. le Directeur du Service de la Carte géologique de faire, en 1892, l'étude détaillée de la chaîne des Rousses. Nos explorations [4] se sont prolongées pendant tout l'été de 1892. Voici, indépendamment du tracé des contours géologiques, quels en ont été les principaux résultats :

1° Le massif des Rousses est un faisceau de plis alpins sensiblement parallèles entre eux, ayant une direction d'ensemble comprise entre Nord-5°-Est et Nord-10°-Est, et surélevés par une ondulation transversale, à peu près orthogonale à cette direction. Les axes de tous ces plis, au lieu d'être horizontaux, affectent donc la forme de courbes tournant leur convexité vers le ciel et ayant toutes leur maximum dans la même région (à peu près au droit de l'Étendard).

[1] Grenoble, chez Breynat, 1887.
[2] Id. id. 1889.
[3] Par exemple l'attribution aux micaschistes des poudingues houillers qui forment tout le versant Est du Grand-Sauvage.
[4] Nos courses dans la région élevée ont été dirigées par les excellents guides Emile et Joseph Pic, de La Grave.

La crête principale de la chaîne correspond à un anticlinal. Des plis anciens, antérieurs au Trias et sensiblement parallèles aux plis alpins, ont isolé, au milieu des terrains cristallins, de longues bandes houillères alignées comme la chaîne. La mer a recouvert tout le massif pendant les époques du Trias et du Lias, et y a déposé des sédiments épais d'au moins 2000 mètres. Elle s'est retirée vraisemblablement vers la fin du Jurassique.

2° Les terrains antérieurs au Trias appartiennent aux micaschistes, à la granulite, aux schistes azoïques (Archéen?) et enfin au Houiller. Les vrais micaschistes (ζ^2 de la Carte géologique détaillée) n'apparaissent qu'à l'Ouest de la chaîne, sous La Garde, et dans les Rochers Rissiou, sur Vaujany. Les schistes azoïques, contenant parfois des poudingues, forment toute la haute crête des Rousses. La granulite injecte ceux-ci comme ceux-là, et apparaît même en dykes ou amas extrêmement puissants sur le versant Ouest de la chaîne et dans le massif des Rochers Rissiou.

3° Le Houiller constitue, de part et d'autre de la crête des Rousses, deux longues bandes synclinales. Celle de l'Est se poursuit sans interruption du Freney à St-Sorlin-d'Arves, sur plus de vingt-trois kilomètres de longueur, avec une largeur moyenne de quinze cents mètres. Celle de l'Ouest, qui se prolonge au Sud jusqu'à Vénosc, finit en pointe au pied de l'Étendard. Sa largeur moyenne n'atteint pas cinq cents mètres. La même bande se rouvre à la mine de la Demoiselle près du col du Couard. D'autres synclinaux, tels que celui de Vaujany, ramènent au milieu des gneiss ou des schistes archéens, des lambeaux moins importants de la formation houillère.

4° Le synclinal houiller Freney-St-Sorlin est remarquable par l'abondance des roches éruptives intercalées dans les dépôts houillers. Ces roches sont des *orthophyres*. Aux nappes d'orthophyre franc s'associent des tufs et des conglomérats orthophyriques. Les volcans s'alignaient du Sud au Nord, parallèlement aux plis déjà esquissés de la chaîne hercynienne. Quelques-uns de ces volcans devaient être formidables, notamment celui qui a vomi les coulées éruptives des Granges de la Balme et du col de la Croix-de-Fer.

5° C'est au Trias, et vraisemblablement au Muschelkalk, qu'il convient de rapporter les dolomies, les cargneules et les gypses, signalés par les auteurs à la base du Lias. Ces dépôts sont nettement discordants sur les schistes azoïques, mais la discordance ne s'observe bien que là où le Trias est resté sensiblement hozizontal. En certains points, on observe sous les dolomies des poudingues intimement liés à elles, ailleurs des quartzites; poudingues et quartzites représentent probablement le grès bigarré.

6° Les calcaires marno-schisteux et les schistes calcaires qui recouvrent le Trias dans les grands synclinaux bordiers de la chaîne doivent être, pour la majeure partie, rapportés au Lias. Notre savant collègue et ami M. Kilian, à qui l'on doit de connaître enfin l'âge exact de ces formations monotones, a de plus constaté la présence du Bajocien dans les montagnes boisées qui dominent le village d'Oz.

7° Le dynamo-métamorphisme a été peu intense dans les dépôts secondaires, le plissement de ces dépôts ayant été relativement peu énergique. Les schistes houillers, au contraire, qui ont subi des plissements répétés, sont devenus souvent assez cristallins pour qu'il soit difficile de les distinguer des schistes archéens et des micaschistes.

Notre étude se divise naturellement en deux parties :

La première, plus spécialement pétrographique, consacrée à l'étude des divers terrains qui constituent l'ossature des Rousses ;

La deuxième, ayant trait à des monographies locales et à la tectonique de la chaîne.

PREMIÈRE PARTIE

DESCRIPTION DES TERRAINS

QUI

CONSTITUENT LE MASSIF DES GRANDES-ROUSSES

Les terrains stratifiés qui affleurent dans le massif des Grandes-Rousses se rapportent à cinq étages bien distincts de la série sédimentaire :

L'étage des gneiss et micaschistes (ζ^2 de la carte géologique détaillée);
L'étage des schistes micacés azoïques (Archéen ? X de la carte);
Le Houiller;
Le Trias;
Le Lias, auquel s'ajoute accessoirement un peu de Dogger.

Mais, outre ces terrains sédimentaires, on rencontre dans le massif des Grandes-Rousses, d'énormes affleurements de terrains éruptifs. Les uns appartiennent à la granulite qui est postérieure aux schistes micacés azoïques et antérieure au Houiller ; les autres, formés de coulées d'orthophyre et de tufs et conglomérats orthophyriques, s'intercalent nettement dans le Houiller.

Aux cinq chapitres consacrés à l'étude pétrographique s'ajouteront donc deux autres chapitres, relatifs à la granulite et aux orthophyres, ce qui portera à sept le nombre des subdivisions de cette première partie.

CHAPITRE PREMIER

GNEISS ET MICASCHISTES

Les gneiss et micaschistes du type *primitif*[1] n'apparaissent qu'à l'Ouest du massif des Rousses, dans une large voûte anticlinale séparant les schistes archéens des Rousses de ceux de Belledonne. La petite chaine des Rochers Rissiou. entre Vaujany et le Rivier-d'Allemont, correspond au flanc oriental de cette voûte : l'axe même de l'anticlinal semble se projeter à peu près exactement sur le cours de l'Eau-d'Olle entre Articol et le Rivier-d'Allemont.

Les micaschistes francs, non modifiés par la granulite, sont assez rares. On ne les observe bien que dans une bande de faible largeur comprise entre la granulite des gorges de Maupas et les gneiss amphiboliques du Signal de Vaujany. Cette bande forme l'arête des Rochers Rissiou, depuis le confluent du Flumet et de l'Eau-d'Olle jusqu'au point 2627, sommet le plus élevé de cette arête. Elle traverse l'Eau-d'Olle au débouché oriental des gorges de Maupas et s'en va, dans le massif des Sept-Laux, constituer l'arête Nord-Sud qui court du col de l'Agnelin au Rocher-Blanc. Bien que cette zone micaschisteuse soit, dans son ensemble, fortement imprégnée de granulite, elle présente de nombreux types du micaschiste originel. On retrouve ces mêmes types sur la rive droite de l'Eau-d'Olle, sous le Rivier-d'Allemont, mais moins francs et moins développés.

Le micaschiste franc est habituellement dans la région qui nous occupe, un micaschiste mixte, renfermant, avec le quartz du mica noir, du mica blanc et de la chlorite. La phyllite prépondérante est presque toujours le mica blanc (séricite). Les trois phyllites sont associées pêle-mêle en très grandes plages à contours indécis. Le mica noir ne s'isole pas en prismes nets, comme il arrive si souvent dans les micaschistes du plateau central. Les minéraux accessoires les plus répandus sont le grenat, la tourmaline et parfois le zircon ; le rutile n'apparaît guère qu'en très fines aiguilles dans les micas ; l'ilménite et la magnétite sont peu abondantes.

A ces micaschites francs s'associent de beaux types de gneiss granulitique.

[1] Il doit être entendu un fois pour toutes que ce mot *Primitif* n'est employé par nous que pour fixer les idées et obéir à la convention généralement admise. Le terrain que nous appellerons primitif n'est pour nous qu'un terrain sédimentaire extrêmement ancien et très métamorphique.

Le sommet des Rochers Rissiou (point 2627)[1] est intéressant à étudier à ce point de vue. La roche est alors moins fissile et moins friable. Au microscope, elle montre un agrégat largement cristallisé d'orthose, d'oligoclase, de micas noir et blanc et de quartz granulitique. L'association des deux micas se fait généralement suivant une loi cristallographique précise, et non plus pêle-mêle. La chlorite devient rare et disparaît. Le mica noir est en plages étendues, d'un polychroïsme intense, avec auréoles bien marquées autour des zircons. Certaines veinules de la roche sont formées d'une véritable granulite à deux micas, et l'on observe tous les passages entre ces veinules de matière éruptive et le micaschiste originel[2]. Les gneiss ainsi formés sont presque toujours à grain fin : ils ont rarement l'aspect glanduleux (Augengneiss). Ils se débitent, parallèlement à la stratification, en tablettes épaisses, à surfaces sensiblement planes. Ces surfaces, qui correspondent aux délits micaschisteux, sont remarquablement miroitantes.

Par leurs caractères pétrographiques, les roches en question se rapprochent des micaschistes et gneiss supérieurs du Plateau Central (étage ζ^2 de la carte géologique détaillée). Elles nous paraissent identiques aux roches qui forment, au nord du bassin houiller de Saint-Étienne, le substratum immédiat des assises houillères [3] (La Tour-en-Jarrez, la Fouillouse, Peymartin, Valfleury). Les poudingues houillers de la Fouillouse renferment, dans leurs galets, toutes les variétés que l'on peut étudier aux Rochers Rissiou. On retrouve ces mêmes types dans le synclinal de Sainte-Foy-l'Argentière [4], dans ceux de Saint-Julien-Molin-Molette, de Sarras [5], d'Arlanc [6] ; dans les bandes de la chaîne du Mont-Blanc récemment rapportées au ζ^2 par M. Michel-Lévy[7]. Nous avons eu tout dernièrement le plaisir d'observer, en compagnie de M. Golliez, des roches fort analogues, dans les Alpes valaisanes. Les escarpements d'où tombe la cascade de Pissevache, au nord de Vernayaz, semblent constitués par des gneiss granulitiques bien différents des nôtres [8] : les micaschistes grenatifères recoupés deux fois par la route du Simplon, entre Bérisal et l'hospice, sont à peu près identiques à ceux de l'arête des Rochers Rissiou.

Gneiss amphiboliques. — On sait que les amphibolites et les gneiss amphiboliques abondent dans l'étage ζ^2. Tantôt (synclinal d'Arlanc, Mont-Pilat) les

[1] On retrouve les mêmes variétés de gneiss au sommet du Rocher-Blanc des Sept-Laux (2931 m.).

[2] *Collection de l'Ec. des Mines de St-Etienne*, plaques A. 296.

[3] Termier, *Etude sur le massif cristallin du Mont-Pilat*, Bull. des services de la Carte, 1, passim.

[4] Michel-Lévy, *feuille de Lyon*.

[5] Termier, *feuille de St-Etienne*.

[6] *Id.* *feuille de Monistrol*.

[7] Michel-Lévy, *Etude sur les roches cristallines des environs du Mont-Blanc*, et *Note sur la chaîne des Aiguilles Rouges*. Bull. des Services de la Carte, 9 et 27, passim.

[8] Peut-être un peu plus jeunes. M. Golliez incline à les rapporter au X inférieur.

amphibolites apparaissent sporadiquement, en lentilles disséminées à toute hauteur dans la formation ; tantôt (Simplon, Mont Blanc et Aiguilles Rouges, montagnes du Lyonnais, synclinal de Sarras) elles constituent de véritables niveaux dont on peut suivre les affleurements sur des longueurs de plusieurs kilomètres. La position de ces niveaux amphiboliques est d'ailleurs variable. Dans le Lyonnais et aux environs de Saint-Vallier, ils se rencontrent de préférence à la base de l'étage, sur les confins, nécessairement assez incertains, du ζ^1 et du ζ^2. Au Simplon, au Mont-Blanc, et dans la région qui nous occupe, ils forment au contraire la partie haute du ζ^2, parfois même le substratum immédiat des schistes archéens.

Les gneiss amphiboliques sont remarquablement développés au Nord de Vaujany. Entre les micaschistes du point 2627 et le synclinal de Trias et de Lias, ils constituent une bande régulière, large de 500 à 1000 mètres, à laquelle appartient la crête noire et déchiquetée du Signal de Vaujany (2611 m.). Cette bande traverse l'Eau-d'Olle avec la direction N.N.E., et court vers les Rochers Billans et les cîmes de l'Argentière. Sur la rive droite de l'Eau-d'Olle, dans la retombée occidentale de la voûte, Lory a depuis longtemps signalé le retour des amphibolites aux environs du Pas de la Coche.

Entre Vaujany et Huez, les sédiments secondaires cachent complètement le passage de la bande primitive ; mais on la voit reparaître, au Sud d'Huez, dans les gorges de la Sarenne. Le promontoire qui porte la chapelle Saint-Ferréol est en partie formé de gneiss amphiboliques fortement granulitisés, prolongement évident des gneiss amphiboliques de Vaujany. La fréquence des couches à amphibole diminue [1] toutefois, au fur et à mesure que l'on marche vers le Sud. Entre le pont Saint-Guillerme et la Rivoire, dans les gorges de la Romanche, on traverse indubitablement toute la partie du ζ^2 correspondante aux amphibolites : mais les bancs à amphibole sont clairsemés et peu puissants. Cette dégénérescence latérale des niveaux amphibolites est également très habituelle dans le massif du Pelvoux.

Les couches à amphibole de la côte d'Huez et des Rochers Rissiou sont de véritables gneiss granulitiques à amphibole, résultant de la feldspathisation intense, par apport éruptif, d'une amphibolite originelle riche en quartz et pauvre en feldspath.

La roche est dure, dépourvue de fissilité. Sur la tranche des couches on voit des zones amphiboliques de couleur sombre serpenter entre des zones blanches purement quartzeuses et feldspathiques. Les ondulations des zones, le plus souvent tranquilles et régulières, deviennent parfois capricieuses et désordonnées, avec de brusques replis en zig-zag, des rebroussements, des étirements et de véritables rejets. Des montées de granulite franche coupent çà et là la stratification ; des amas de la même roche s'extravasent, distendant tout autour d'eux

[1] C'est pour cela que sur notre carte nous n'avons pas cru devoir prolonger la teinte verte au sud d'Huez. Cette teinte ne s'applique qu'à la partie de la bande amphibolique où les couches à amphibole sont jointives et continues.

les nappes du gneiss ; et l'on voit, par contre, des lambeaux amphiboliques noyés et perdus au sein de la masse feldspathique, mais conservant encore, dans l'orientation de leurs bandes noires, la direction générale des assises. Des veinules irrégulières, remplies, par exsudation, de quartz et d'épidote, courent à travers l'ensemble. Tous ces aspects, si instructifs pour le pétrographe, peuvent s'étudier à loisir dans les éboulis du Signal de Vaujany (versant Sud), ou dans ceux qui remplissent la vallée de l'Eau-d'Olle au passage de la bande amphibolique.

Les névés supérieurs de la Combe de Madame, par où l'on descend du Rocher Blanc sur le Curtillard, sont également encombrés de beaux blocs de gneiss amphibolique, où les phénomènes d'injection granulitique sont, pour ainsi dire, palpables.

Si l'on examine de plus près les zones à amphibole, on s'aperçoit que leur grain est très variable. Tantôt une amphibole en courtes lamelles est régulièrement disséminée dans un magma quartzo-feldspathique ; tantôt de grands cristaux (jusqu'à 2 et 3 centimètres) du silicate magnésien, irrégulièrement groupés, ou même isolés les uns des autres, nagent au milieu des plages blanches. Entre les deux textures, on observe tous les passages, et ces manières d'être si différentes se rencontrent fréquemment dans la même zone.

L'examen microscopique est fort intéressant. La roche blanche est formée de très grandes plages de feldspaths, presque toujours fortement kaolinisées. Ces plages, très enchevêtrées, laissent entre elles des interstices remplis par du quartz granulitique peu abondant. Outre le kaolin, on observe sur les feldspaths un développement parasitaire d'épidote, en petites aiguilles jaunâtres. L'oligoclase semble dominer, mais l'orthose et l'anorthose sont aussi très répandus.

Les plages feldspathiques moulent les minéraux suivants :

1° *Apatite*, assez abondante, en cristaux isolés ou en groupements bacillaires. Cette apatite est limpide et pure. Les cristaux sont souvent peu nets, et comme arrondis sur les bords.

2° *Zircon*, peu répandu, mais parfois relativement volumineux.

3° *Sphène* très abondant et en cristaux assez gros, aplatis parallèlement à o^2, généralement inclus dans l'amphibole. Il est rarement macroscopique.

4° Minéraux ferrugineux, *pyrite*, *ilménite*, *oligiste*, répartis d'une façon très irrégulière.

5° *Chlorite*, épigénisant sans doute l'amphibole, parfois radiée. Cette chlorite, très peu biréfringente, disperse énergiquement, et prend entre les nicols croisés de belles teintes bleues.

6° *Hornblende*, en grandes plages tantôt groupées, en paquets plutôt qu'en lits, tantôt isolées, sans aucun ordre. Cette hornblende présente un polychroïsme très intense qui fait passer sa couleur du jaune verdâtre au bleu pâle. Dans certains échantillons, la variation de teinte est comparable à celle du chloritoïde. L'allongement est positif. Dans la zone h^1g^1, l'extinction rapportée à l'arête *mm* dé-

passe fréquemment 20°. Les plages de hornblende sont parfois criblées de petits quartz secondaires, analogues aux quartz de corrosion des feldspaths [1].

La hornblende des Rochers Rissiou est analogue à celle des amphibolites [2] des Aiguilles Rouges, mais beaucoup plus bleue en lames minces.

L'*épidote* épigénise fréquemment l'amphibole. Elle forme aussi avec du quartz, des veinules secondaires au travers de la roche.

La description qui précède s'applique aux gneiss amphiboliques de la côte d'Huez, tout aussi bien qu'à ceux des Rochers Rissiou. Les mêmes roches, caractérisées par la hornblende bleuâtre, se retrouvent dans le massif du Pelvoux (Roche-Mantel, col du Says, versant Sud du Mont-Pelvoux). On remarquera l'absence du grenat et du diopside, si répandus dans les amphibolites du Mont-Blanc, des Aiguilles-Rouges, du Plateau Central. On remarquera aussi l'intensité de la feldspathisation. Il est rare de voir une pareille granulitisation des amphibolites : le Plateau Central n'en offre guère qu'un exemple, celui des gneiss de l'Allier, récemment décrits par M. Boule [3].

Au-dessus des gneiss amphiboliques, les strates cristallines du col du Sabot et des gorges de la Sarenne prennent très vite le caractère de schistes archéens injectés. Les phyllades satinés d'Huez et de Rosai, de même que ceux de la Grande-Maison, ne sauraient être rapportés aux micaschistes. L'étage à amphibole semble donc correspondre assez exactement à la partie supérieure du ζ^2, ou du moins à la partie du ζ^2 qui a servi de substratum aux sédiments argileux de l'Archéen.

Entre les micaschistes plus ou moins granulitiques qui forment, à l'Ouest de la zone amphibolique, la longue bande dont nous avons parlé ci-dessus, et l'axe même de l'anticlinal, les strates primitives sont en grande partie remplacées par une masse énorme de granulite franche. C'est *le granite des Sept-Laux*, de Lory. Le défilé de Maupas est une cluse étroite, ouverte par l'Eau-d'Olle au travers de cet amas extravasé qui ne mesure pas moins de 2 kilomètres d'épaisseur en cet endroit. Nous reviendrons plus loin sur les caractères de la granulite de Maupas. Disons seulement ici qu'au mur de l'amas, c'est-à-dire à l'Ouest, la démarcation entre la roche éruptive et le micaschiste est beaucoup moins nette qu'au toit. Dès que l'on a dépassé, en marchant vers l'Ouest, le torrent des Sept-Lacs, on entre dans des variétés de granulite impure et schisteuse comme il s'en rencontre tant dans le massif du Pelvoux. Cette zone de passage a 500 mètres au moins d'épaisseur. Puis viennent des gneiss très fortement granulitiques que l'on peut suivre, dans le fond de la gorge, jusqu'à la Condamine. Ce n'est guère que sous le Rivier-d'Allemont que l'on voit reparaître des bancs de micaschistes.

Entre le Rivier et Vaujany, les strates du Primitif ont une allure régulière.

[1] *Collection de l'Ecole des Mines de Saint-Étienne*, plaques A. 27, 281, 804, 813, 846.

[2] Michel-Lévy, *Étude sur les roches cristallines des environs du Mont-Blanc*, p. 7 et 8.

[3] Boule, *Les gneiss amphiboliques et les serpentines de la haute vallée de l'Allier*, Bull. Soc. Géolog. de France, 3e série, t. XIX, 1891.

Verticales au Rivier, 'elles prennent peu à peu une inclinaison vers l'Est. Au point 2627, le plongement vers l'E.S.E. est d'environ 70° ; et, du haut de ce belvédère, on voit de loin, par delà l'Eau-d'Olle, les couches se poursuivre vers le Nord jusqu'au Rocher-Blanc avec le même pendage. Dans la bande amphibolique des Rochers Rissiou, l'inclinaison, visible seulement en grand, est en moyenne de 80°. Au col du Sabot, de même qu'à la Grande-Maison, les couches sont redevenues verticales. L'épaisseur de la partie connue de l'étage ζ^2, abstraction faite de la granulite, peut ainsi être évaluée à 3000 mètres On retrouve sensiblement la même épaisseur en traversant la retombée occidentale de la voûte entre le Rivier et l'arête de Belladone. C'est approximativement la puissance du ζ^2 du Mont-Pilat, comptée depuis le substratum immédiat du terrain houiller jusqu'aux bancs les plus inférieurs de la zone quartziteuse[1].

Ce bel anticlinal de terrain primitif n'a point échappé à Lory. Sur sa minute de la feuille de Saint-Jean-de-Maurienne, l'éminent géologue a rapporté aux gneiss et marqué de la lettre ζ^1 ce que nous appelons aujourd'hui ζ^2. Quant aux schistes archéens, auxquels nous attribuons la lettre X, Lory les appelait ζ^2X. Les gneiss amphiboliques, qu'il appelait *schistes amphiboliques*, formaient à ses yeux un niveau intermédiaire entre les gneiss et les schistes chloriteux. La granulite de Maupas, qu'il n'a point distinguée sur sa carte, mais qu'il désigne, dans ses coupes, tantôt comme granite, tantôt comme gneiss granitoïde, représentait pour lui le noyau même de l'anticlinal, l'affleurement du substratum massif que l'on doit partout s'attendre à rencontrer sous les plus vieux gneiss[2]. On a vu, dans les pages qui précèdent, que cette granulite n'est pour nous qu'un amas de roche éruptive extravasé au sein de la formation crystallophyllienne, et que les gneiss qui l'enclavent, loin d'être les plus vieux d'entre les gneiss, doivent au contraire être tenus pour relativement jeunes, si on les compare à leurs congénères du Plateau Central.

[1] Termier, *Étude sur le massif cristallin du Mont-Pilat*, p. 9. Nous donnons ces épaisseurs à titre d'indications, et sans prétendre en tirer aucune conclusion théorique.

[2] Lory, *Bull. Soc. géolog. de France*, 3e série, t. IX, p. 662 et 663.

CHAPITRE II

SCHISTES MICACÉS (ARCHÉEN)

Nous rattachons à l'Archéen un puissant complexe de schistes micacés et chloriteux, d'origine indubitablement détritique, qui forment l'ossature principale de la chaîne des Rousses. Ces mêmes schistes constituent aussi une grande partie du massif du Pelvoux. On les retrouve dans la chaîne de Belladone, dans le massif des Sept-Laux, dans la bande cristallophyllienne d'Albertville.

Ils sont très analogues, sinon complètement identiques, aux schistes micacés et aux cornes de Pormenaz et de la Flégère, récemment décrits par M. Michel-Lévy [1]. Ils diffèrent peu des cornes de Vienne, et de tout cet ensemble de vieux schistes métamorphiques, fréquemment granitisés, que M. Michel-Lévy a signalés le premier, en de nombreux points du Plateau Central, et auxquels le Service de la Carte géologique détaillée a attribué la lettre X. Ce même terrain, çà et là interrompu par des anticlinaux du Primitif, semble jouer un grand rôle dans la constitution de la zone cristalline du Mont-Blanc: M. Golliez nous l'a récemment montré aux gorges du Trient, à Miéville, sous la Dent de Morcles; nul doute qu'on ne le retrouve plus loin vers le Nord-Est sous la haute chaîne calcaire. La zone cristalline du Mont-Rose présente au contraire des faciès tout autres; et la dissemblance pétrographique est grande entre l'X des Grandes-Rousses, du Pelvoux et du Mont-Blanc, et les schistes micacés avec *pietre verde* des Alpes Pennines, de la haute Maurienne et des vallées piémontaises.

Il est bien entendu que le mot *Archéen* n'est employé ici, comme la lettre X, que pour fixer les idées. Nul ne sait encore l'âge de ce vieux terrain, dont les strates se sont jusqu'ici montrées azoïques. Nous ne connaissons de lui qu'une chose, c'est qu'il est antérieur à la grande venue des granulites dans la région. Il est certainement beaucoup plus ancien que le Houiller, car les poudingues houillers sont faits en grande partie de galets de X, ou de X granutilisé, ou de granulite. Il était plissé avant le dépôt du Houiller, et probablement longtemps avant : si les exemples sont rares dans les Alpes d'une discordance nette entre le Houiller et l'X, les preuves de la transgressivité du premier sur le second sont par contre extrêmement nombreuses

[1] Michel-Lévy, *Note sur la prolongation vers le Sud de la chaîne des Aiguilles-Rouges*, p. 31.

L'Archéen des Grandes-Rousses est très fréquemment injecté par la granulite, surtout sur le versant Ouest de la chaîne. Il est alors transformé en gneiss d'aspect variable. presque toujours chloriteux, parfois porphyroïdes, le plus souvent granitoïdes. Ces gneiss offrent tous les passages entre le schiste et la roche éruptive impure. Au milieu même des gneiss granulitiques, et en liaison intime avec eux, on observe çà et là des bancs de *véritables poudingues* [1], *traversés, eux aussi, par des veinules granulitiques*. Ces poudingues renferment des galets de quartz, de micaschistes et de gneiss, et quelques galets de granulite.

Quand il n'est pas imprégné de granulite, l'Archéen des Rousses est habituellement un schiste quartzeux fin, avec zones phylliteuses luisantes et satinées. Ces zones phylliteuses contiennent fréquemment un peu de matières charbonneuses, graphite impur ou anthracite (jusqu'à 2,5 °/₀) [2] ; souvent aussi elles sont riches en oligiste, au point de donner aux schistes une couleur ocracée (crête de l'Herpie). Les beaux types de schistes satinés, peu métamorphiques, s'observent sur le versant Nord du col du Sabot, au Sud et à peu de distance des lacs de Neyzat (col du Couard), sur la rive gauche du Lac Blanc, tout le long de la crête de l'Herpie jusqu'à la gorge de la Sarenne, et enfin entre Rosai et Huez. C'est dans ces schistes satinés, dont l'origine détritique est parfois visible à l'œil nu, que l'on doit espérer trouver un jour des débris organiques.

La distinction entre les phyllades houillers et les schistes satinés de l'Archéen est parfois très difficile, ceux-ci n'étant pas beaucoup plus métamorphiques que ceux-là, quand ils ne sont pas imprégnés de granulite. La démarcation entre les deux terrains est très incertaine sur le versant Ouest de la chaîne (glacier des Rousses, synclinal houiller de la Demoiselle) et dans le cirque des Granges-Veyrat, au Sud-Est de l'Herpie. Sur le versant Est (synclinal houiller du Freney ou de Saint-Sorlin, la séparation est généralement facile, l'Archéen étant presque toujours à l'état de gneiss granulitique.

Il ne nous a pas paru possible d'établir des niveaux dans la formation archéenne. Sur la même bande longitudinale d'affleurements, on voit en effet se succéder des faciès presque aussi variés que ceux que l'on rencontre en traversant la chaîne. L'imprégnation granulitique, qui s'est étendue à tous les niveaux, et qui a agi, sur chaque niveau, d'une façon très irrégulière, ne permet pas de retrouver les différences pétrographiques qui devaient originellement exister entre les divers étages.

[1] Les poudingues se voient bien à l'œil nu, au petit col glacé par où l'on passe du glacier des Malatres au glacier des Quirlies : Ce petit col est assez bien marqué sur la carte d'Etat-Major, à 500 m. environ au Sud de l'*u* du mot *Quirlies*. On peut encore en voir sur le bord Est d'un lac glacé, non marqué sur la Carte, situé à un kilomètre environ au Sud du lac de la Fare. L'étude micrographique en signale un grand nombre d'autres. Les poudingues enclavés dans l'X granulitique ne sont d'ailleurs point spéciaux aux Rousses. Nous les connaissons, près du col du Lautaret, sur le versant Nord du massif de Combeynot. M. Golliez nous a montré dans l'Archéen de Dorénaz, près Vernazay (Valais), un poudingue dont les gallets atteignent la grosseur de la tête.

[2] Dosage du carbone dans un schiste graphitique du Rocher de l'Aigle à l'Ouest de la Pointe de Muretouse (vallée de la Romanche) : Carbone... 2,66 °/₀. Ce schiste est intercalé dans des gneiss granulitiques.

Il semble pourtant (comme on pouvait le prévoir) que la zone centrale de la chaîne, entre les deux grands synclinaux houillers, soit formée des couches les plus anciennes. C'est là que l'on trouve, en faisant autant que l'on peut abstraction de l'influence granulitique, les schistes les plus métamorphiques. Beaucoup d'échantillons provenant du glacier de Sarenne, du pic du Lac Blanc, de la crête comprise entre ce pic et le pic Bayle (sommet Sud), de la longue crête qui prolonge au Nord, jusqu'à Arclaret, le massif de la Cochette, sont de véritables micaschistes à mica blanc ou à chlorite, identiques à certaines roches de la partie haute du Primitif. La moraine du glacier du Grand-Sablat nous a montré quelques fragments d'une amphibolite schisteuse, fortement granulitisée ; mais ces fragments sont très rares, et nous n'avons pu retrouver la roche en place.

Sauf cette exception et deux autres que nous signalerons plus loin, l'une à l'Alpe d'Huez, l'autre dans les escarpements qui dominent le village d'Oz, les schistes archéens des Grandes-Rousses ne contiennent pas d'amphibole. Nous n'avons observé qu'en un seul point du massif les schistes à amphibole microscopique, véritables *cornes vertes*, que notre éminent collègue, M. Offret, a rencontrés dans l'Archéen de la chaîne de Belledonne. On peut ajouter que l'X des Grandes-Rousses et du Pelvoux est très pauvre en minéraux accessoires. Le grenat y est rare. La tourmaline n'y est presque jamais microscopique. Le zircon, le sphène, le rutile sont toujours d'une extrême petitesse. Seule l'apatite est assez abondante, tantôt en prismes nets, tantôt en plages irrégulières caractérisées par leur uniaxie, leur relief sensible et leur grande limpidité.

Après ces considérations générales, nous donnerons ici la description pétrographique détaillée d'un certain nombre de types archéens, choisis parmi les plus fréquents et les plus caractéristiques. Nous distinguerons naturellement les vrais schistes, qui ont échappé à l'action de la granulite, des gneiss qui sont dûs à la transformation des premiers par la roche éruptive.

Schistes archéens non granulitiques.

A. 305 [1]. — *Corne noire, sous le village d'Huez.*

A l'œil nu :

Roche dure d'un noir bleuâtre, très peu phylliteuse ; pas de clivage net. Sur la tranche, alternance de bandes noires et de bandes claires, les unes et les autres à peu près aphanitiques.

Au microscope :

Schiste très fin, un peu calcaire, avec produits ferrugineux noirs en bandes parallèles. Un peu d'apatite. Zones de quartz grenu fin. Zones argileuses, avec

[1] La lettre A et les numéros renvoient à la collection micrographique de l'Ecole des Mines de Saint-Etienne.

développement de séricite courte, et feldspaths assez nombreux et assez grands (orthose), allongés, pour la plupart, parallèlement à la schistosité. Ces feldspaths sont contournés par les produits noirs. Ils semblent développés *in situ*.

Roche très spéciale. Le métamorphisme a produit la feldspathisation, au lieu de donner naissance à une plus grande quantité de séricite.

A. 324. — *Schiste satiné, chemin d'Huez à Rosai.*

A l'œil nu :

Schiste dur, à clivage miroitant, un peu plissoté, gris ou vert. Aspect corné sur la tranche. Quelques amandes de quartz. Contient quelques feuillets interstratifiés de vrai micaschiste à mica noir et chlorite.

Au microscope :

Schiste micacé typique. Ciment de mica noir et chlorite en plages courtes et confusément enchevêtrées, englobant du quartz fin et quelques rares cristaux de plagiocase. Traînées de produits noirs parallèles à la stratification. Bandes purement quartzeuses.

Roche à peu près identique à certains schistes précambriens de Saint-Léon (Allier) et au schiste micacé du col du Montet (Aiguilles Rouges) [1].

A. 326. — *Schiste satiné, sur Rosai*

A l'œil nu :

Schiste fissile à clivage, plan fourmillant de très petits points brillants. Tranche noirâtre finement zonée.

Au microscope :

Schiste quartzeux fin, très chargé de produits ferrugineux (pyrite, magnétite, ilménite). Ciment chloriteux sans mica noir. Analogue au type précédent.

Dans certains bancs du même gisement (A. 332), on retrouve le type A. 324. Le mica noir est parfois presque entièrement chloritisé.

A. 334. — *Schiste amphibolique, Alpe d'Huez.*

A l'œil nu :

Schiste quartziteux ; zones grises translucides ; zones vert foncé avec fines aiguilles de hornblende verte peu discernable. Entre les zones, joints sériciteux.

Au microscope (zones vertes) :

Schistes quartzeux fin à ciment chloriteux confus, avec de nombreux cristaux allongés et nombreuses aiguilles d'une hornblende pâle, un peu bleuâtre. Ni grenats, ni sphènes, ni rutiles, ni produits ferrugineux. Très peu de séricite. Roche remarquable, à rapprocher des cornes vertes du Plateau Central.

[1] Michel-Lévy, *Roches cristallines du Mont-Blanc*, p. 9.

A. 335. — *Schiste satiné vert, sur Rosai.*

A l'œil nu :

Schiste satiné d'un vert bleuâtre intense. Sur la tranche, zones aphanitiques noires, zones vertes avec lamelles brillantes de phyllite développées en travers.

Au microscope :

Zones quartzeuses avec ciment chloriteux. Zones chloriteuses formées de chlorite massive, enchevêtrée, contenant de rares grains de quartz. Dans cette chlorite, cristaux de mica noir parfois très grands, transversalement développés. Ilménite abondante.

A. 306. — *Schiste satiné, au Sud du col du Couard.*

A l'œil nu :

Schiste gris verdâtre, à feuillets translucides. Noyaux de feldspath rose. Veinules blanches.

Au microscope :

Schiste fin, quartzo-sériciteux, un peu calcaire. La séricite est en aiguilles extrêmement fines, mais jointives et formant de longues traînées. Apatite et zircon. *Galets* de quartz, d'orthose et de microcline, nettement arrondis.

A. 315. — *Schiste brun, même gisement.*

A l'œil nu :

Aspect de schiste cambrien, un peu corné ; clivage brun ou brun verdâtre. Traînées quartzeuses. Petits nodules feldspathiques.

Au microscope :

Schiste argileux et quartzeux, avec développement de séricite excessivement fine, plus rarement de mica noir. Apatite et zircon, pyrite. Un peu de calcite. *Galets* de feldspath (orthose). Bandes de quartz. Métamorphisme très peu intense.

A. 302. — *Autre schiste satiné, même gisement.*

A l'œil nu :

Schiste gris clair, à cassure cireuse et à esquilles translucides. Assez semblable à certains schistes métamorphiques du Trias.

Au microscope :

Métamorphisme assez intense. Ilménite, apatite, zircon (détritique). Tourmaline développée *in situ*, en aiguilles assez grosses. *Galets* nets de feldspaths, quartzite, gneiss, enveloppés de séricite largement cristallisée. Galets de quartz partiellement recristallisés sur les bords. Schiste sériciteux fin enveloppant le tout. Un peu de chlorite. Zones purement quartzeuses. A remarquer le large développement de la séricite autour des galets.

Dans le même gisement (au Sud du col du Couard, éboulement sur le chemin de Vaujany), on voit des brèches schisteuses (A. 292). Le ciment de ces brèches est toujours un schiste micacé fin, à séricite, parfois à *mica noir*.

A. 294. — *Schiste satiné, versant Nord du col du Sabot.*

A l'œil nu :

Schiste d'un gris bleuâtre, dur, à clivage plan faiblement satiné. Aspect peu cristallin.

Au microscope :

Schiste fin micacé (séricite et mica noir). Les phyllites sont peu abondantes et en lamelles très courtes. Beaucoup d'épidote détritique. Débris de zircons. Rares minéraux ferrugineux. *Galets* de quartz à peine recristallisés sur les bords. *Galets* de feldspath très frais. Roche très analogue à celles du col du Couard ci-dessus décrites.

A. 301. — *Schiste ardoisier, même gisement.*

A l'œil nu :

Ardoise d'un gris de cendres, semblable à certaines ardoises du Lias, mais moins noire ; semblable aussi à certains schistes du Trias. *Aspect très peu cristallin.*

Au microscope :

Schiste oligistifère et tourmalinifère, à rapprocher de certains schistes triasiques. Zones quartzeuses pures, avec fines aiguilles de séricite entre les quartz et un peu de chlorite. Zones à oligiste avec nombreuses aiguilles fines de tourmaline bleue, et fouillis de lamelles de séricite parfois assez grandes.

A. 297. — *Schiste micacé, près d'Arclaret.*

A l'œil nu :

Schiste assez cristallin, mais peu homogène. Des feuillets sériciteux et chloriteux alternent avec des feuillets satinés noirâtres. Nombreux galets, bien visibles sur certains clivages du schiste.

Au microscope :

Schiste micacé, analogue à ceux du Couard et du Sabot, mais plus métamorphique. Poussière ferrugineuse ; petits zircons. *Galets* de quartz et de feldspath, peu nets. Schiste quartzeux très fin, un peu calcaire, avec développement irrégulier de séricite et de mica noir. Zones chloriteuses.

A. 344. — *Micaschite, même gisement.*

A l'œil nu :

Micaschite très fissile argenté et verdâtre. Phyllites un peu confuses.

Au microscope :

Aspect de ζ^2 très cristallin. Aucune apparence détritique. Ilménite et rutile très petits. Grands cristaux de tourmaline. Chlorite, mica noir, séricite, en grandes plages ou en longues lamelles.

On remarquera que ce type, d'une si haute cristallinité, a été recueilli au même point que le type précédent, encore si franchement détritique.

A. 206. — *Schiste quartzeux. à l'Est de l'Herpie, glacier de Sarenne.*

A l'œil nu :

Quartzite très fin, à cassure luisante, avec bandes excessivement minces, noirâtres et sériciteuses

Au microscope :

Schiste quartzeux inhomogène. Bandes quartzeuses et bandes sériciteuses très fines à aiguilles de séricite très courtes. Ces dernières sont impures : produits noirs et bruns, ilménite, rutile, sphène. Quartz ou agrégats quartzeux vaguement arrondis, enveloppés par des lamelles plus longues de séricite (galets). Origine détritique non douteuse, mais métamorphisme avancé.

A. 226. — *Schiste satiné, même gisement.*

A l'œil nu :

Schiste satiné, brillant, sans plages de phyllites bien distinctes. Beaucoup de bandes micacées ont un reflet gris bleuâtre, comme graphitique. Joints ocreux.

Au microscope :

Alternance de bandes quartzeuses et de bandes plus impures à sphène, ilménite et petits rutiles. Dans ces dernières bandes, grand développement de *longues* phyllites, séricite et chlorite, *associées* et enchevêtrées. Petits feldspaths. Aucune apparence détritique ; recristallisation totale.

Dans d'autres échantillons du même gisement (A. 230), il y a des bandes feldspathiques formées de plages d'orthose englobant des aiguilles de séricite. Entre les cristaux d'orthose, autres phyllites confuses. L'aspect n'est pas celui d'un schiste granulitique, et il ne semble pas que le feldspath soit d'apport éruptif. Mais l'aspect n'est pas non plus celui des schistes permiens feldspathiques de la Vanoise : ici les feldspaths sont moins isolés, et ils ne repoussent pas les phyllites environnantes.

On trouve encore au glacier de Sarenne des cornes vertes dures, à cassure esquilleuse et à joints rouillés (A. 232). Ces cornes offrent, au microscope, un bon type de schiste micacé, à ciment séricitcux et chloriteux. Quelques orthoses se mêlent à la mosaïque quartzeuse.

Enfin, certains micaschistes du glacier de Sarenne sont remarquablement ferrugineux. Les minéraux noirs et bruns forment des bandes, riches en rutile et en tourmaline, et où les phyllites se sont développées de préférence. Quand on monte du glacier jusqu'à la crête de l'Herpie, on voit ces micaschistes ferrugineux prendre peu à peu la prépondérance.

A. 241. — *Schiste roux, crête de l'Herpie (2995^{m}).*

A l'œil nu :

Schiste à clivage irrégulier, avec fentes transversales (la roche se débite en polyèdres). Clivage satiné, grisâtre. Bandes rougeâtres donnant par altération superficielle une poussière ocreuse.

Au microscope :

Bandes exclusivement quartzeuses avec phyllites rares. Bandes *oligistifères,*

très riches en oligistes, avec mosaïque de quartz et de feldspath (orthose et oligoclase). Quelques cristaux de zircon et d'apatite. Bandes quartzo-séricitouses, à séricite très courte.

Ces schistes forment toute la crête des Rousses depuis les gorges de la Sarenne jusqu'à 600 mètres environ au nord de l'Herpie. Ils se granulitisent peu à peu, du côté du Sud comme du côté du Nord.

A. 242. — *Quartzite, versant Nord-Ouest des Petites-Rousses, en longues enclaves dans la granulite.*

A l'œil nu :

Quartzite schisteux très blanc, fortement translucide, avec joints un peu séricitoux ; se débite en fines membranes, comme certains quartzites du Trias.

Au microscope :

Roche excessivement pure. Quartzite très fin, presque sans séricite, englobant des noyaux vaguement arrondis d'un quartzite plus grossier.

Quelques échantillons (A. 250) ont la compacité et la translucidité de l'opale blanche.

A. 311. — *Chloritoschiste, au pied du glacier de la Cochette.*

A l'œil nu :

Aspect de chloritoschiste très cristallin.

Au microscope :

Grandes plages de chlorite fourmillant de petits rutiles et de sphènes impurs et moulant des cristaux d'*apatite* extraordinairement abondants. Très peu de quartz. Séricite associée à la chlorite. Roche curieuse. Rien de détritique.

A. 336. — *Poudingue enclavé dans les gneiss granulitiques, col de glace entre le glacier des Malatres et celui des Quirlies.*

A l'œil nu :

Aspect de gneiss à mica blanc, avec quelques galets ronds de quartz, de gneiss et de granulite. Ces galets ne se voient bien que sur les très gros blocs.

Au microscope :

Poudingue à ciment séricitoux (longues lamelles) englobant des galets très nombreux et très serrés les uns contre les autres. Ces galets sont de quartz, de gneiss à mica blanc et de granulite. Les galets quartzeux ne sont presque pas recristallisés. Le métamorphisme a porté surtout sur le développement de la séricite.

A. 219. — *Autre poudingue dans les gneiss granulitiques, sous l'Alpetta, chemin muletier d'Oz au lac Carrelet.*

A l'œil nu :

Roche confuse. Beaucoup d'orthose rose et de quartz, noyés dans un ciment verdâtre.

Au microscope :

Poudingue peu métamorphique : ciment fin à séricite très courte. Galets très nombreux et souvent jointifs de quartz, quartzite, feldspath, gneiss, etc.

Ce poudingue est intercalé dans une sorte de gneiss à mica noir et amphibole, profondément granutilisé (voir plus loin, A. 204 et A. 221).

A. 288. — *Autre poudingue, intercalé dans les gneiss granulitiques sur le bord ouest du col du Sabot, au pied des Rochers Motas.*

A l'œil nu :

Schiste satiné d'un gris verdâtre avec gros galets ou noyaux, pour la plupart feldspathiques ; beaucoup de pyrite en gros cubes.

Au microscope :

Argile d'apparence isotrope avec pyrite, poussière ferrugineuse, calcite et un peu de séricite. Galets de granulite, gneiss et schistes quartzeux. Galets nombreux d'une sorte de minette non fluidale, composée d'orthose et de mica noir chloritisé, et contenant aussi des cubes de pyrite.

Cette minette diffère assez peu de certains orthophyres du Houiller des Rousses pour que l'on puisse se demander si la roche en question n'est pas un schiste houiller pincé en synclinal, ou une intrusion de tuf orthophyrique au sein de l'Archéen. L'examen attentif du banc de poudingue laisse peu de vraisemblance à ces deux hypothèses.

Nous croyons qu'il s'agit bien réellement d'*un poudingue archéen*, contenant des galets d'une *roche éruptive archéenne (minette)*, roche dont le gisement originel nous est encore inconnu.

Schistes granulitiques et gneiss archéens

Nous ne décrirons sous cette rubrique que des roches granulitiques à allure nettement stratifiée, renvoyant au chapitre suivant l'étude des granulites impures, schistoïdes et gneissiques.

A. 211. — *Schiste granulitique, sommet du pic Bayle (3473^{m}).*

A l'œil nu :

Gneiss à mica blanc et chlorite, avec lits quartzeux et quartzo-feldspathiques. Clivage ondulé et tourmenté.

Au microscope :

Apatite peu abondante ; beaucoup de produits ferrugineux ; rutile et ilménite (petits) dans les phyllites. Séricite et chlorite en longues et larges plages, séparant des bandes quartzeuses largement cristallisées et moulant de grands feldspaths (oligoclase, orthose, anorthose). L'orthose est remarquable par la netteté du clivage *p*. L'oligoclase est fortement kaolinisé.

Aucune apparence détritique. Vrai gneiss granulitique, dont la matière première a été un schiste ferrugineux analogue au schiste roux de l'Herpie.

A. 239, 259 et 264. — *Gneiss, sommet de l'Étendard* (*3473*^{m}).

A l'œil nu, gneiss à mica blanc.

Au microscope :

Roche très dure. Rares zircons (très petits) ; un peu d'ilménite. Schistes quartzeux fin à séricite courte (schiste originel) alternant avec des bandes feldspathiques irrégulières. Dans ces dernières bandes, la texture varie entre deux extrêmes : plages très grandes enchevêtrées ou mozaïque quartzo-feldspathique fine. Les feldspaths sont : orthose, anorthose, microcline, oligoclase. Grandes plages de mica blanc sur le bord des bandes et autour des feldspaths. Veinules et amandes de quartz secondaire.

A. 240. — *Gneiss, face Ouest de l'Étendard.*

Échantillon plus feldspathisé, montrant des plages de granulite pure, en fine mosaïque, avec mica blanc bien développé. Le gneiss même est formé de bandes feldspathiques très régulières et de bandes quartzeuses. Entre les bandes, grandes lamelles de mica blanc. Les bandes feldspathiques sont composées d'une mosaïque de petits cristaux pseudo-rectangulaires d'orthose (oligoclase rare) avec peu de quartz. Les bandes quartzeuses (ancien schiste) contenant de la séricite courte.

A. 244. — *Roche verte, à l'Est du grand lac glacé, entre le lac de la Fare et les Petites-Rousses.*

A l'œil nu :

Gneiss très vert, avec nombreuses lamelles de mica noir et noyaux feldspathiques parfois très gros (plus d'un centimètre).

Au microscope :

Schiste quartzo-chloriteux fin à sphène (superbe), avec gros cristaux d'orthose et de plagioclase et lamelles de mica noir. Le mica noir est remarquable par sa pureté. Il forme des paquets volumineux, enveloppant les feldspaths. Quartz dans les interstices. Calcite abondante et quelques cristaux de pyrite dans le schiste. Aucune apparence détritique.

A. 283. — *Gneiss, anticlinal dans le Houiller, face Ouest du Château-Noir.*

Aspect macroscopique de gneiss granulitique.

Au microscope :

Schiste quartzeux fin, injecté de granulite très feldspathique, quelquefois consolidé en micropegmatite. Chlorite provenant sans doute du mica noir. Séricite de dynamo-métamorphisme dans les joints le long des feldspaths.

A. 290. — *Gneiss, plateau de Brandes.*

Roche glanduleuse verdâtre, vaguement stratifiée, granitoïde.

Au microscope:

Alternance de bandes quartzeuses et de bandes feldspathiques avec mica noir (chloritisé) et séricite. Là dedans, grosses amandes de granulite très feldspathique, ou gros noyaux d'orthose englobant du mica noir.

A. 204. — *Gneiss, chemin de l'Alpetta à Oz.*

A l'œil nu :

Aspect de minette ou de porphyrite micacée, à cause de l'abondance et des dimensions du mica noir. Veines et noyaux de calcite.

Au microscope :

Roche très singulière. Oligiste, sphène; beaucoup d'apatite. Mica noir en plages énormes. Orthose volumineux englobant souvent le mica noir. Les interstices entre ces cristaux sont remplis par un *schiste micacé fin*, peu quartzeux, parfois un peu calcaire. A l'orthose s'associe un peu d'oligoclase: ces feldspaths sont d'une grande pureté.

A. 221. — *Gneiss amphibolique, même gisement.*

A l'œil nu :

Roche largement cristallisée; hornblende verte avec mica noir hexagonal. Presque pas de feldspaths visibles.

Au microscope :

Roche extrêmement cristalline. Apatite très abondante, ilménite, sphène, hornblende, mica noir. Le mica et l'amphibole forment au moins les trois quarts de la masse. Les interstices sont remplis par des plages de quartz et de feldspath (oligoclase). Calcite secondaire. Aucune ressemblance avec les gneiss amphiboliques des Rochers Rissiou.

C'est à ces deux dernières roches, d'un si haut métamorphisme, que s'associe le poudingue ci-dessus décrit sous le numéro A. 219.

Si l'on fait abstraction de ces roches exceptionnelles, on peut dire que la composition moyenne du gneiss granulitique archéen dans les Rousses est assez bien représentée par celle des échantillons de l'Étendard (voir ci-dessus, A. 239 et 240). On voit presque toujours, au microscope, un mélange d'un schiste micacé ancien avec des matériaux feldspathiques largement cristallisés, ou encore avec une granulite en mosaïque régulière. Les gneiss absolument francs, ne présentant plus aucune trace du schiste originel, comme celui (que nous avons décrit) du sommet du pic Bayle, sont relativement rares.

Les gneiss granulitiques archéens des Grandes-Rousses ne sont jamais très homogènes. Nous voulons dire par là que, si l'on marche normalement aux bancs, on voit, presque toujours, le faciès et la couleur varier rapidement et

dans une large mesure d'une assise à l'autre. Cette variabilité ne se présente pas, du moins au même degré, dans le terrain primitif.

C'est ainsi qu'en montant du glacier des Rousses à l'Étendard, on traverse une alternance bien des fois répétée de micaschistes à mica blanc, chloritoschistes, schistes satinés, schistes cornés, schistes feldspathiques, vrais gneiss, bandes de granulite blanche. Il en est de même, bien qu'à un degré moindre, sur l'autre versant. Les rochers qui encadrent le col des Quirlies [1], ceux qui séparent les glaciers des Quirlies et des Malatres (à l'Ouest du Houiller), ceux du Mont-Savoyat, sont intéressants à étudier à ce point de vue. C'est beaucoup plus au Sud, dans la montagne de la Croix-de-Cassini, que les gneiss archéens ont la plus grande homogénéité. La séparation par lits distincts de la granulite et des schistes est, au contraire, à son comble, à la base du Glacier des Rousses, aux environs du lac de la Fare.

[1] Le col des Quirlies est le col de glace qui fait communiquer les glaciers de Saint-Sorlin et des Quirlies. Il s'ouvre, à 2,900m environ d'altitude, entre le Grand-Sauvage et l'Etendard.

CHAPITRE III

GRANULITE

Les deux gradins intermédiaires des Grandes-Rousses, en face d'Allemont, celui qui supporte les pâturages de l'Alpetta, et celui sur lequel le glacier des Rousses vient mourir en donnant naissance à des lacs à demi-glacés, sont constitués en grande partie par la granulite. Cette roche, identique à la granulite des gorges de Maupas (*granite des Sept-Laux*, de Lory) ne se présente toutefois à l'état de pureté que dans le gradin supérieur. Sur le plateau de l'Alpetta et dans les escarpements qui dominent le Bessey et l'Enversin, la roche éruptive est mêlée en toutes proportions aux schistes chloriteux archéens ($\gamma'X$ de notre carte) ; le type habituel est une sorte de gneiss extrêmement et irrégulièrement granitoïde, ayant, en grandes masses, la compacité et l'homogénéité du granite. Dans le gradin supérieur, au contraire, depuis les ruines de Brandes au Sud, jusqu'aux environs du col du Couard, la granulite franche domine. Nulle part elle n'est plus développée, plus massive et plus pure, que dans la partie de ce gradin qui porte le nom de Petites-Rousses. En montant du lac Volant au sommet des Petites-Rousses par le chemin le plus court, c'est à peine si l'on traverse trois ou quatre bandes de schistes, plus ou moins granulitiques, épaisses de quelques mètres. Tout le reste est granulite.

C'est à Dausse que revient l'honneur d'avoir le premier signalé l'existence de roches granitiques dans cette région de l'Oisans. « A la cascade des Sept-Laux, « dit-il, un peu en amont du Rivier, la roche est un beau granite. On sait qu'il « abonde sur la hauteur, autour du singulier emplacement de ces lacs[1] ». Il ajoute un peu plus loin[2] : « Dans le fond de la Cochette, la roche est grenue, « verte, sans stratification régulière, conséquemment de nature granitique ». Et ailleurs : « En continuant à descendre vers le nord (des environs du lac « Blanc), j'ai marché sur le gneiss, tantôt vert et schisteux, à feuillets rappro- « chés, tantôt blanc rougeâtre, en couches puissantes, semblant même quel- « quefois passer au granite massif. C'est le *granite veiné* de Saussure. Le plateau « des Petites-Rousses tout entier est essentiellement formé par cette roche[3] ».

[1] Dausse, op. citato, p. 132.
[2] Id. Ibid. p. 136.
[3] Id. Ibid- p. 135.

Enfin, décrivant le plateau de pâturages de l'Alpetta, il dit que « la roche primitive y est de toute part granitique[1] ». Sur les coupes jointes à son beau mémoire, il donne généralement le nom de gneiss à la roche cristalline qui forme l'ossature de la chaine; mais dans l'une des coupes, il appelle granite la roche du fond de la vallée du Flumet.

Il ne semble pas que Lory ait jamais visité les Petites-Rousses. Il n'eût pas manqué, s'il y fût venu, de distinguer la grande masse de granulite blanche, dont elles sont composées, des gneiss granulitiques qui l'entourent. Dans toutes les coupes qu'il a données de ce versant occidental des Rousses, il représente, sans doute d'après le texte de Dausse, le terrain cristallin comme formé de gneiss. Quant au granite des Sept-Laux qu'il connaissait bien, Lory dit « qu'il « offre des indices de texture *granulitique* ». « Cette texture, ajoute-t-il, est en- « core bien plus prononcée dans des filons minces qui traversent les gneiss et les « micaschistes de la gorge du Maupas; mais ces filons ne paraissent pas avoir « pénétré dans les schistes amphiboliques[2] ».

La vérité est que la granulite de Maupas qui monte, sur les flancs de la gorge, d'une part jusqu'aux Rochers Rissiou, de l'autre jusqu'aux lacs, est identique à celle qui forme, depuis le col du Couard jusqu'à Brandes, la roche dominante du long plateau des Petites-Rousses. Cette granulite a modifié les micaschistes, les amphibolites et les schistes archéens, tantôt s'injectant en fines veinules, tantôt s'extravasant en amas lenticulaires isolés, tantôt enfin se mélangeant intimement au schiste et donnant, par recristallisation, une roche granitoïde verdâtre où l'on peut retrouver la plupart des variétés de protogine.

La granite pure des Rousses est une aplite blanche, à grain très fin, sans phyllite macroscopique,se distinguant nettement de la plupart des granulites du Plateau Central par sa pauvreté en micas. A Maupas et dans le massif des Sept-Laux, la roche franche a l'apparence du sucre raffiné. Dans les Petites-Rousses, la texture varie un peu; certains types ressemblent à des quartzites; d'autres, à grain plus discernable, offrent à l'œil nu quelques lamelles feldspathiques ; d'autres plus rares sont absolument aphanitiques, avec une cassure de silex ou d'opale blanche, et une remarquable translucidité. La roche présente presque partout de nombreux joints séériciteux à platine rouillée. La séricite de ces joints est due évidemment au dynamo-métamorphisme (écrasement des feldspaths).

Au microscope, cette granulite montre une texture très simple. C'est une mosaïque régulière de quartz, d'orthose, d'anorthose et d'oligoclase (l'orthose l'emporte généralement sur les deux autres feldspaths). Le microline est rare. Tantôt la mosaïque est relativement grossière, comme dans les aplites du Plateau Central. Tantôt sa finesse est extrême, comparable à celle de la pâte des microgranulites. On observe souvent un peu de mica blanc, plus rarement du

[1] Id. Ibid. p. 145.
[2] Lory, *Coup d'œil sur la structure géologique des massifs primitifs du Dauphiné*, p. 8.

mica noir. Les feldspaths sont généralement envahis par la kaolinite. La roche est remarquablement pauvre en minéraux accessoires. Les produits ferrugineux et l'apatite font souvent presque entièrement défaut. Seul, le zircon est fréquent, mais en cristaux extrêmement petits.

Dans les variétés aphanitiques et translucides, on observe une tendance marquée à la structure microgranitique [1]. Une mozaïque quartzo-feldspathique excessivement fine entoure des cristaux plus volumineux d'orthose et d'oligoclase. Mais les deux stades de consolidation sont encore presque confondus, et le quartz ancien, si caractéristique des microgranulites, manque complètement.

Nulle part nous n'avons observé dans les Grandes-Rousses ces granulites à grandes parties si répandues dans le massif du Pelvoux, et qui sont célèbres pour la belle couleur rose corail de leur orthose. La roche des Rousses, quand elle est franche, est uniformément blanche et presque toujours aplitique.

Dès qu'elle se mélange aux schistes archéens, aux micaschistes ou aux amphibolites, la granulite cesse d'être aplitique et devient grossière. Les zones blanches des gneiss granulitiques sont presque toujours largement lamelleuses. Au microscope, on n'a plus une mosaïque régulière, mais un enchevêtrement confus de grands cristaux de feldspath, avec plages de quartz à contours compliqués dans les interstices de ces grands cristaux. Parfois même la granulite impure ($\gamma^1 X$) devient phorphyroïde. Sur le plateau de l'Alpetta, surtout au voisinage du lac Carrelet, on trouve de nombreux exemples d'une roche granitoïde verte, très hétérogène, remplie de débris de chloritoschistes, dans laquelle l'orthose s'est individualisé en cristaux de plusieurs centimètres de longueur, d'une belle couleur rose pâle. Le ciment vert est confus ; aucune lamelle phylliteuse n'est visible à l'œil nu. Au microscope [2], ce gneiss porphyroïde montre d'énormes cristaux d'orthose englobant un mica noir plus ou moins altéré (ferruginisé, verdi ou blanchi). Dans les interstices des cristaux d'orthose, on observe un schiste quartzeux et micacé (mica noir, chlorite, séricite, en lamelle très courtes) très fin. C'est là évidemment le schiste originel, dans lequel l'imbibition granulitique a développé localement de grands orthoses. On peut rapprocher la roche porphyroïde de l'Alpetta de nombreuses variétés de la protogine à orthose rouge du Pelvoux (Combeynot, Meije, Grande-Ruine, Ecrins).

Le type habituel de la *granulite impure* est une sorte de granite schisteux ou de gneiss granitoïde présentant une alternance plus ou moins bien marquée de bandes blanches feldspathiques et de bandes vertes chloriteuses. Le grain est

[1] L'échantillon le plus intéressant à ce point de vue a été récolté par nous au Nord du refuge de la Fare, sur la rive gauche de la grande cascade où tombent les eaux du lac de Balme-Rousse, dans une longue bande aplitique enclavée au milieu de schistes granulitiques. *Collection de l'École des Mines de Saint-Étienne*, plaques A 251.

[2] *Collection de l'Éc. des Mines de Saint-Étienne*, pl. A. 229.

grossier. Au microscope, on voit des piles dispersées et polysynthétiques de mica noir généralement blanchi ou verdi, parfois même chloritisé, et de chlorite. Ces piles, qui contiennent des rutiles très fins et un peu de zircon (belles auréoles polychroïdes) sont moulées par de grands feldspaths. Outre le quartz qui remplit les interstices, il y a du quartz secondaire en gouttelettes dans les feldspaths, et de nombreuses veinules quartzeuses et séricitiques au travers de la masse.

Dans certains échantillons, les veinules quartzeuses et séricitiques sont nettement orientées ; elles tranchent les feldspaths, qui, sur les bords de la cassure, sont usés et broyés. Le gneiss a été écrasé et laminé ; puis les joints ont été remplis par le quartz et la séricite développés aux dépens des matériaux pulvérisés. On a ainsi un remarquable exemple de la superposition du dynamo-métamorphisme au métamorphisme purement chimique : les effets de ces deux causes sont absolument différents, et on ne saurait les confondre.

Les environs immédiats du refuge de la Fare [1] sont intéressants à explorer au point de vue de l'étude de la granulite impure. On y trouve toutes les variétés possibles, depuis la granulite franche du type Petites-Rousses, jusqu'aux schistes quartzeux et chloriteux à peine feldspathisés. En général, la feldspathisation est intense et les feldspaths sont de grande dimension. Le mica blanc est toujours rare. Dans beaucoup de cas, le microcline et l'anorthose s'associent à l'orthose et à l'oligoclase : les mélanges microperthitiques sont fréquents.

Au Nord et au Nord-Est du refuge de la Fare, sont de longues bandes de gneiss granulitiques, associées à des schistes peu feldspathisés, s'intercalent au milieu de la granulite. Ces bandes sont, en grand, parallèles à la chaîne : elles contiennent à leur tour des bandes de granulite bien reconnaissables de loin à leur couleur blanche. On peut voir sur notre carte un de ces rubans granulitiques, partant du pied nord des Petites-Rousses, et courant Nord-10°-Est jusqu'auprès du col du Couard, sur plus de cinq kilomètres de longueur. Cette masse granulitique est bien observable sur les bords occidentaux des trois grands lacs du plateau supérieur ; les lacs de la Fare, de Balme-Rousse et de la Jasse.

A l'Est de ces trois lacs, le mélange de la granulite et des schistes redevient plus intime, mais avec prédominance de l'élément schisteux. Les schistes granulitiques et les gneiss constituent toute l'arête principale des Grandes-Rousses, de l'Étendard au pic Bayle. Sur la face occidentale de la montagne, on voit encore de nombreuses veinules de roche éruptive courir au milieu des schistes. Sur la face orientale (glaciers de St-Sorlin, des Quirlies et du Grand-Sablat), la feldspathisation est beaucoup plus régulière. Elle diminue d'ailleurs au fur et à

[1] Ce refuge, mal indiqué sur la carte d'Etat-Major, est situé au Nord-Est du lac Carrelet, au pied de l'escarpement qui porte le lac de la Fare. Sa position exacte est définie par l'intersection d'une ligne Nord-Sud partant du sommet 2813 (Petites-Rousses) et d'une ligne Est-Ouest partant du mot *Lac*. On s'y rend en 40 minutes, du lac Carrelet, par un chemin très pierreux, mais très riche en belles variétés de granulite impure. L'altitude de la cabane est d'environ 2300 mètres.

mesure que l'on marche vers l'Est. Les escarpements qui dominent la rive droite du Ferrand, au-dessus des Châlets Aubert, Eyniard et Chèze, sont formés de schistes non granulitiques.

Au Sud du pic Bayle, la granulite se fait rare sur l'arête des Rousses. Elle ne reparaît un peu abondante qu'au-delà du glacier de Sarenne. Les gneiss du Château-Noir, de la Croix-de-Cassini, de même que ceux traversés par le chemin muletier de Sarenne à Clavans, sont remarquablement feldspathiques.

Le grand massif granulitique des Petites-Rousses se termine au Nord sous la montagne calcaire des Aiguillettes, probablement à faible distance du col du Couard. On ne le retrouve point de l'autre côté du synclinal liasique. Quand au prolongement septentrional de l'arête des Rousses, il présente un enrichissement local en granulite aux environs du sommet nord de la Cochette (3173^{m}) ; puis, la roche éruptive y devient de moins en moins abondante. A partir du lac Tournant, et jusqu'à Arclaret, les schistes archéens sont à peu près dépourvus de feldspath.

Du côté du Sud, le massif granulitique se termine en pointe sous les calcaires de l'Homme d'Auris, graduellement resserré entre les gneiss à l'Ouest et les schistes satinés à l'Est. Il se termine d'ailleurs par des roches granitoïdes impures. A l'Est du point 2021 (Châlet de la Charbonnière) on peut cependant observer un dernier lambeau de belle granulite blanche, remarquablement aphanitique, de tous points comparable à celle des Petites-Rousses. Mais ce lambeau, large de quelques centaines de mètres seulement, ne va point jusqu'à la crête de l'Herpie.

Au Sud du massif calcaire d'Auris, dans les gorges de la Romanche ou dans l'abrupt qui domine la plaine du Bourg d'Oisans, la granulite est abondamment répandue et injecte indifféremment le ζ^2 et l'X ; mais il est rare qu'elle s'isole en bandes ou en amas distincts. Il faut pourtant citer l'amas du pont Saint-Guillerme, connu depuis longtemps et dont Lory a fréquemment parlé. La roche du pont Saint-Guillerme est une granulite impure, sorte de protogine verdâtre à gros grains, d'aspect peu homogène. Le mica noir y abonde, associé à de petites quantités de mica blanc. L'anorthose est très répandu. De même que dans la protogine du Mont-Blanc [1], le quartz moule tous les autres éléments. Le mica noir est verdi, souvent même transformé en chlorite. La roche contient de nombreuses enclaves de micaschistes.

Dans la gorge de Maupas, l'épaisseur de la granulite franche est voisine de deux kilomètres : aux Petites-Rousses, elle ne dépasse guère un kilomètre. En ajoutant l'épaisseur de la zone à granulite impure ($\gamma^1\zeta^2$ ou $\gamma^1 X$), on arrive, aux Petites-Rousses comme à Maupas, à une puissance totale d'environ trois mille mètres. Dans l'une comme dans l'autre de ces deux régions, la granulite ne constitue ni un dyke, ni un anticlinal. Elle forme simplement un amas intercalé au milieu des schistes, amas dont l'origine est une intrusion ou une extravasion de la roche éruptive. On peut assimiler ces amas énormes à ceux du

[1] Michel Lévy, *Roches Cristallines des env. du Mont-Blanc*, p. 12.

Plateau Central, généralement placés dans des étages plus anciens, par exemple aux confins du ζ^1 et du ζ^2. Les masses granulitiques qui jalonnent le versant Ouest des montagnes du Forez, celle de Saint-Victor-sur-Loire, près Saint-Etienne, celles de l'Auvergne, ne semblent pas moins puissantes que celles des Grandes-Rousses.

A quelle époque s'est produite cette grande montée de granulite ? Nous ne le savons pas encore d'une façon précise. Le fait que l'on trouve des galets de granulite dans les poudingues de l'Archéen prouve que la venue éruptive était commencée au moment du dépôt de ces couches. On sait d'autre part que, dans le Plateau Central, l'émission granulitique principale semble avoir suivi les premiers plis hercyniens[1]. Nous sommes par suite porté à croire que cette imprégnation singulière, cette éruption dont le processus est encore si mystérieux, a duré pendant de longues séries de siècles.

[1] Parce que, dans le granite, les filons de granulite sont, en général, parallèles aux plis hercyniens de la région. Cette constatation est particulièrement facile dans le massif du Pilat. On ne peut faire la même remarque dans les Alpes, à cause de l'absence de massifs étendus de granite, et, par conséquent, de la rareté des dykes granulitiques : dans le terrain cristallophyllien, la granulite se présente en amas ou en nappes interstratifiés ; elle n'est presque jamais en filons.

CHAPITRE IV.

HOUILLER

Le terrain houiller (grès à anthracite de Dausse, Gueymard et Lory) joue un très grand rôle dans la constitution du massif des Rousses. Il apparaît, de part et d'autre de l'arête principale, sous la forme de deux synclinaux réguliers[1]. Le synclinal de l'Est est coupé par la Romanche à quelques centaines de mètres en amont du Freney. Il constitue la plus grande partie de la montagne de la Croix-de Cassini, se réunit, au Château-Noir, à un synclinal secondaire, celui des Granges-Veyrat, et se poursuit de là sans aucune interruption jusqu'au col de la Croix-de-Fer, où il disparaît sous les cargneules et calcaires secondaires. La largeur de ce synclinal dépasse en certains points deux mille mètres. Le synclinal occidental est coupé par la Romanche entre le Mailloz et le Chatelard. On peut le suivre vers le Nord jusque très près de l'Etendard ; il finit en pointe sous le glacier des Rousses. Sa largeur dépasse rarement cinq ou six cents mètres.

Vers le Sud, ces synclinaux se prolongent jusqu'à la vallée du Vénéon, dans une direction sensiblement Nord-Sud ; mais le synclinal Est est en grande partie caché par le Lias et par les moraines de l'Alpe ; celui de l'Ouest est plus facile à suivre.

Pressenties par Dausse, l'unité et la continuité du synclinal oriental n'avaient point paru aussi évidentes à Lory, comme on peut s'en convaincre en jetant un coup d'œil sur les minutes à 1/80.000 que ce dernier nous a laissées. Le synclinal occidental, mieux connu de Dausse et de Lory, à cause de l'existence d'une mine d'anthracite à l'Herpie, est pourtant mal indiqué sur leurs cartes, au moins dans sa partie Nord. Les deux auteurs l'ont fait descendre beaucoup trop bas, jusqu'au plateau des Petites-Rousses et jusqu'au lac de la Fare ; au lieu que les strates houillères, cachées pour la plupart sous le glacier des Rousses, n'apparaissent qu'au-dessus du glacier, à la base des rochers de l'arête principale.

La composition des deux synclinaux n'est pas la même. A l'Ouest, des schistes, des grès fins, de l'anthracite en couches peu régulières, il est vrai, mais par-

[1] Lory, *Description géolog. du Dauphiné*, p. 81 à 90. La monographie des deux synclinaux, aux points où ils sont coupés par la route nationale, est d'une admirable exactitude.

fois très épaisses ; à l'Est, des poudingues à très gros éléments, des grès grossiers, des tufs et des coulées d'orthophyres. Ce n'est pas à dire que les poudingues fassent absolument défaut dans le synclinal Ouest : à la mine de l'Herpie on peut en observer un banc puissant, formant le bord occidental du petit bassin. De même, on peut observer des schistes dans le synclinal Est : on y exploite même de l'anthracite, à la mine de Chatagouta, près Clavans, et l'on a fait des recherches de combustible aux Granges Veyrat et aux Granges de la Balme. Mais, dans l'ensemble, le faciès des dépôts houillers est bien différent de part et d'autre de l'arête des Rousses. Quant aux orthophyres, si abondants dans le synclinal Est, ils manquent absolument dans la bande de l'Herpie [1].

Il semble donc que ces deux synclinaux correspondent à deux bassins séparés. Ces bassins occupaient deux dépressions synclinales d'une chaîne antéhouillère, et les plis de cette première ébauche de la chaîne hercynienne avaient précisément la direction que devaient prendre plus tard les plis alpins.

Le sol, à l'époque houillère, était fort accidenté, à en juger par l'énorme dimension des blocs roulés que l'on peut observer dans les poudingues [2]. Une arête importante se dressait donc, entre les deux bassins, à peu près dans le même plan vertical que l'arête actuelle des Grandes-Rousses. Une autre arête, sans doute beaucoup plus élevée, dominait à l'Est le synclinal oriental, et c'est de là que venaient, suivant toute vraisemblance les torrents les plus impétueux et les matériaux les plus grossiers.

On connaît dans les Rousses d'autres lambeaux de terrain houiller, aujourd'hui isolés des deux bandes principales, mais qui appartiennent probablement, au point de vue de l'origine, à l'un ou à l'autre de ces deux bassins.

Le plus important est le lambeau dit de la Demoiselle, au Nord-Est du col du Couard. Ce lambeau, signalé pour la première fois par Gueymard, est presque exclusivement formé de schistes assez métamorphiques, difficiles à séparer de l'Archéen environnant. On y a fait, sans grand résultat, quelques recherches d'anthracite. Ce lambeau prolonge, selon toute probabilité, le synclinal houiller du glacier des Rousses, c'est-à-dire la bande houillère de l'Herpie. Il est formé de schistes, au moins pour la plus forte part, comme cette dernière bande Toutefois, le raccordement n'est que probable, car il y a solution de continuité. Entre le pied de la muraille Ouest de l'Etendard et le col du Couard, le Houiller n'affleure nulle part au milieu des gneiss granulitiques.

Il faut également rattacher au bassin de l'Herpie, malgré la présence de quelques tufs orthophyriques, le lambeau houiller très métamorphique que nous avons découvert au Sud du lac Blanc. Ce lambeau a une épaisseur d'environ deux cents mètres ; son étendue en direction n'atteint pas un kilomètre. Il est

[1] On les retrouve exceptionnellement à l'état de tufs, dans un troisième synclinal, situé à l'Ouest de celui de l'Herpie, au fond de l'un des ravins qui descendent du Lac Blanc au plateau de Brandes (Voir au Chapitre suivant).

[2] Au glacier de Saint-Sorlin, sous les Arènes, on voit, dans les poudingues houillers, des blocs *arrondis* ayant cinquante centimètres de grand axe. De pareils galets attestent l'existence, à l'époque houillère, d'un relief véritablement alpestre.

d'ailleurs, en raison de son métamorphisme, d'une délimitation extrêmement difficile. Entre Vaujany et la Villette, la route de voitures traverse des couches verticales, schisteuses, à clivage satiné, d'aspect métamorphique, dans lesquelles s'intercalent quelques bancs de poudingue. Il n'est guère douteux que ces roches, dont on trouvera plus loin une description micrographique, n'appartiennent au Houiller. Ce troisième lambeau serait intercalé, comme les autres, dans l'Archéen. mais dans un Archéen très inférieur, et tout près de la limite du ζ². Nous inclinerions, par suite, à le rapporter à un bassin distinct, à une dépression synclinale séparée des précédentes et jalonnant, à cette époque lointaine, la zone synclinale aujourd'hui marquée par le Trias et le Lias de Vaujany.

Sur le versant Est des Rousses, deux petits lambeaux, qui semblent aujourd'hui isolés, se rattachent évidemment à la grande bande houillère. L'un s'observe au dessus de Clavans-d'en-haut, à la base des rochers où serpente le chemin muletier de Sarenne: on le verrait rejoindre, à Chatagouta, d'une part, sur Clavans-d'en-bas, de l'autre, le bassin principal, si d'immenses cônes d'éboulis ne cachaient les roches. L'autre lambeau est un mince banc de grès compris entre l'Archéen et le Trias, au pied d'une petite cascade sise exactement à l'Ouest du châlet Aubert, vers le fond de la vallée du Ferrand. Ce grès est indubitablement d'âge houiller. Il représente le bord Ouest du même synclinal, bord sur lequel vient chevaucher le contact du Primaire et du Secondaire. C'est d'une façon analogue, par un banc gréseux d'un mètre d'épaisseur, que l'on voit se terminer en biseau, sur le chemin muletier de Mizoën, au dessus de Pont-Ségut, entre le Lias et l'Archéen, la même bande de terrain houiller.

Nulle part, dans les Rousses, on n'observe de discordance angulaire entre le Houiller et son substratum cristallin. Il est pourtant évident que l'Archéen était déjà plissé quand se sont déposées les strates houillères, puisque parmi ces strates il y a nombre de poudingues à très gros éléments. La concordance apparente tient seulement à l'intensité des plissements postérieurs. Partout le Houiller est pincé en forme d' U ou de V dans les schistes cristallins, presque partout il est fort incliné ; presque partout encore il est serré, laminé, écrasé. Dans ces conditions, il est naturel que la discordance disparaisse : elle ne persiste que dans le fond des synclinaux ; mais ce fond échappe généralement, dans les pays très plissés, à toute observation [1].

Gisements fossilifères. — Les gisements de fossiles végétaux sont peu nombreux dans les Grandes-Rousses, et chacun de ces gisements n'a donné qu'un bien petit nombre d'empreintes déterminables. Voici, du Sud au Nord, la liste des localités fossilifères :

[1] On sait que le terrain houiller de la Motte-d'Aveillans, près la Mure, est discordant avec les micaschistes. M. Kilian a découvert récemment de nouveaux points où cette discordance est bien visible. Les dépôts houillers du Plateau Central, notamment ceux de Saint-Etienne, sont de même discordants avec le Primitif. Dans toute cette région de la chaîne hercynienne, le Houiller semble avoir rempli les dépressions synclinales. A l'époque de son dépôt, le plissement était déjà très avancé.

1° *Synclinal Ouest.* — Mine de l'Herpie, à 2450m d'altitude environ, à l'Ouest du signal de l'Herpie (2995m); c'est le gisement dit d'Huez en Oisans, dans la liste de Scipion Gras, citée par Lory [1].

Glacier des Rousses, base des rochers du pic Bayle, et surtout moraine du glacier ; ce gisement n'a pas encore été signalé, du moins à notre connaissance.

2° *Synclinal Est.* — Mont-de-Lans ; gisement cité par Scipion Gras ;

Les granges Veyrat, à l'Ouest du Château Noir, non encore signalé ;

Recherches sur la face Est du pic coté 2690, au Sud-Ouest des granges de la Balme ; ce gisement, connu depuis longtemps, a été récemment exploré par M. Révil.

Scipion Gras cite les fossiles suivants, déterminés par Ad. Brongniart :

Nevropteris cordata, l'Herpie.

Pecopteris polymorpha, Vénosc (prolongement du synclinal Ouest des Grandes-Rousses).

Odontopteris Brardi,	Mont-de-Lans.
Cardiocarpon,	id
Asterophyllites,	id
Sphenophyllum,	id
Annularia brevifolia,	l'Herpie.
A. longifolia,	Mont-de-Lans.

Nous avons nous-même retrouvé des *Annularia* dans des schistes noirs du glacier des Rousses, *Nevropteris* et *Pecopteris* indéterminables à la mine de l'Herpie ; enfin de vagues empreintes de fougères à la recherche voisine des granges de la Balme et à l'ancienne fouille des Granges-Veyrat.

Ces fossiles sont malheureusement trop peu nombreux. Il permettent cependant de mettre les dépôts houillers des Rousses au même niveau que ceux du bassin de la Mure. Ce niveau semble être à peu près celui de l'étage de Rive-de-Gier, dans le bassin de la Loire (h^1 de la Carte géologique détaillée).

Mines exploitées. — L'anthracite est actuellement exploité en trois points du massif des Rousses : à l'Herpie, à Chatagouta, dans le ravin de Cluy.

La mine de l'Herpie, la plus importante des trois, est, comme nous l'avons dit tout-à-l'heure, à l'altitude de 2450 mètres. On ne peut par suite y travailler que pendant cinq mois de l'année. L'exploitation porte sur une seule couche d'anthracite, puissante de 8 à 25 mètres, dirigée Nord-Sud et plongeant de 60° vers l'Est. Le charbon est remarquablement pur. L'extraction varie de 500 à 1000 tonnes par campagne. Un bon chemin muletier accède à l'entrée même de la galerie d'exploitation. On exécute en ce moment des recherches à trois cents mètres plus bas, près de l'ancien châlet de la Charbonnière, sur une veine d'anthracite beaucoup moins épaisse que celle de la mine supérieure.

A Chatagouta, près Clavans, un seul ouvrier exploite une misérable couche

[1] Lory, *Descript. géolog. du Dauphiné*, p. 70.
Scipion Gras, *Ann. des mines*, 3e série, t. 16 et *Bull. de la société de statistique de l'Isère*, 1re série, t. 1.

d'anthracite, redressée verticalement, à la limite même du Houiller et des schistes micacés. Encore la couche se perd-elle fort souvent.

L'exploitation de la mine de Cluy, située près du chemin d'Auris au Freney, est également très peu importante. Le charbon est beaucoup moins beau qu'à l'Herpie, et la vente en est difficile.

Les recherches entreprises à la Demoiselle, il y a une vingtaine d'années, sont abandonnées depuis longtemps. Celles des granges de la Balme, ouvertes, à trois niveaux différents, sur des couches de schistes charbonneux, n'ont donné aucun résultat. On a travaillé encore en 1892 sur des afleurements noirs, jadis fouillés assez profondément, au Nord des Granges Veyrat, au pied des cascades qui tombent du glacier de Sarenne : mais ces travaux, que nous avons visités, ne semblent avoir aucune chance d'aboutir.

D'une façon générale, le terrain houiller des Grandes Rousses est extrêmement pauvre en combustible. Le synclinal Ouest, le seul qui ait jamais fourni des quantités notables d'anthracite, est trop resserré, trop écrasé entre ses deux parois de micaschistes, pour que l'on puisse y trouver autre chose que des couches en chapelet. Quant au synclinal Est, qui s'étend sur de vastes espaces, les poudingues et les roches éruptives jouent dans sa constitution un trop grand rôle pour qu'il puisse être productif. On n'y voit guère que des *terrains sauvages*, pour nous servir de la locution usitée dans les bassins de la Loire et du Gard : les grès fins, les schistes noirs, qui accompagnent généralement le combustible, y font le plus souvent défaut. Aucun bassin houiller du Plateau Central ne présente à un aussi haut degré le caractère de bassin à comblement torrentiel.

Dépôts houillers métamorphiques. — La plupart des sédiments houillers des Grandes-Rousses ont conservé un aspect nettement détritique et ne diffèrent des dépôts similaires des autres bassins que par une compacité beaucoup plus grande, résultat de la pression à laquelle ils ont été soumis. C'est ainsi que les poudingues qui forment, près de la mine de l'Herpie, le bord occidental du synclinal Ouest, ceux de Sarenne, ceux du Grand-Sauvage, ceux enfin du glacier de Saint-Sorlin, sont simplement des poudingues comprimés, dans lesquels le ciment est devenu aussi dur (sinon davantage) que les blocs de granulite et de gneiss qu'il entoure. Au microscope, ce ciment ne diffère en rien d'un grès houiller ou d'une argile sableuse houillère, si ce n'est par le développement, dans des fissures excessivement petites, de lamelles de séricite. De même, les beaux grès micacés qui, faisant suite aux poudingues de l'Herpie, limitent à l'Ouest la bande houillère du glacier des Rousses [1], ceux encore qui forment l'arête au Nord-Est du Grand-Sauvage, ressemblent à certains grès de Saint-Etienne : la similitude est plus frappante encore au microscope qu'à l'œil nu. Quant aux schistes charbonneux, fort développés dans le synclinal Ouest, exceptionnels dans le synclinal Est, ils sont beaucoup plus durs

[1] Ces grès ne se voient bien *en place* qu'à l'intersection du bord aval du glacier des Rousses avec le méridien 4°20' (Etat-Major, feuille de Saint-Jean-de-Maurienne).

et tenaces que leurs congénères du Plateau Central, et présentent en outre, sur leur clivage ardoisier, de nombreuses lamelles de séricite plus ou moins développées. Cette séricite est formée *in situ*. C'est elle qui épigénise, comme chacun le sait, les fossiles végétaux. Sa formation témoigne de l'abondance relative des alcalis dans les argiles houillères des Alpes, abondance qui semble pouvoir s'expliquer aisément par l'importance des émissions granulitiques dans la région aux époques antérieures. Dans le terrain houiller de Saint-Etienne, formé surtout aux dépens des micaschistes, les argiles métamorphiques ont donné des cristaux de pholérite et de leverriérite, plus rarement de mica noir : le mica blanc y est exceptionnel.

Au microscope, l'aspect de ces schistes noirs diffère peu de celui des schistes houillers ordinaires. On y voit de l'apatite et du zircon détritiques, provenant sans doute des tufs et coulées d'orthophyre ; un peu de mica noir, également détritique ; quelques gros galets de quartz non frangés : le tout enveloppé d'un schiste très fin, un peu quartzeux, avec une argile cristallisée confuse, généralement brune (leverriérite ?). Le schiste est souillé de traînées brunes et de traînées noires (anthracite). Il y a presque toujours un peu de pyrite fine [1].

Mais, outre ces dépôts à faciès normal ou à peu près normal, le Houiller des Rousses (on pourrait dire le Houiller alpin en général) renferme de nombreuses strates à faciès très métamorphique. Parfois même, le faciès métamorphique envahit la plus grande partie de la formation, à tel point qu'on ne sait plus si l'on est dans le Houiller ou dans l'Archéen, et que le microscope même est souvent impuissant à trancher la question. Ce cas est fréquent dans le synclinal Est, sans doute à cause de l'abondance des matériaux éruptifs (orthophyres) : c'est ainsi que les escarpement de la Croix-de-Cassini, au dessus de Clavans, sont constitués par des schistes et des poudingues à faciès éminemment archéen. On retrouve la même difficulté, peut-être à un peu haut degré encore, dans le petit lambeau situé à l'Ouest du synclinal de l'Herpie.

Ce faciès métamorphique du Houiller alpin est connu depuis longtemps. Lory rappelle que Scipion Gras et Gueymard, trompés par l'apparence cristalline des assises houillères du Freney, regardaient ces assises « comme faisant partie des « terrains cristallisés et alternant réellement avec les schistes talqueux et les « gneiss » [2]. C'est à Favre que l'on doit la première conception du houiller métamorphique [3], de même que la première indication de l'âge réel de beaucoup de dépôts anthracifères.

Nous avons décrit ailleurs [4] les schistes houillers remarquablement cristallins de Champagny (Savoie). M. P. Lory [5] a récemment donné, d'après M. Mi-

[1]. Cette description se rapporte spécialement aux schistes noirs situés à l'amont du glacier des Rousses, à la base des rochers du pic Bayle. *Collection de l'Ecole des Mines de Saint-Etienne*, Pl. A 248 et 249.

[2]. Lory, *Descript. géolog. du Dauphiné*, p. 86.

[3]. Favre, *Sur les anthracites des Alpes*; *Mém. de la Société de phys. et d'hist. nat. de Genève*, t. IX, 1841.

[4]. Termier, *Etude sur la constitut. géolog. du massif de la Vanoise*, p. 17 et 18.

[5]. P. Lory, *Etudes géolog. dans la chaîne de Belledonne*, 1893, p. 19.

chel-Lévy, la monographie de divers échantillons provenant du Houiller de la chaîne de Belledonne. On trouve dans les Rousses de nombreux échantillons conformes à ces descriptions.

Mais beaucoup d'échantillons du Houiller des Rousses s'écartent notablement de ces types. Beaucoup ont subi un métamorphisme encore plus intense. Nous croyons donc devoir donner ici l'étude pétrographique complète d'un certain nombre de types nouveaux, choisis parmi les plus caractéristiques.

A. 203 [1]. *Schiste, escarpements au-dessus du Freney.*

A l'œil nu :

Aspect de schiste chloriteux. Si l'on regarde attentivement une cassure fraîche, on a la sensation de l'hétérogénéité. Quelques grandes lamelles de mica blanc. Galets de quartz.

Au microscope :

Argile fine avec anthracite irrégulièrement réparti et courtes lamelles de séricite, passant çà et là à un schiste quartzeux fin. Là-dedans, galets quartzeux de toute forme et de toute dimension, pour la plupart recristallisés, souvent formés de plusieurs plages (quartzites), quelques-uns ayant encore un contour nettement arrondi. *Beaucoup de galets de feldspaths*, plus ou moins brisés, ayant parfois de grandes dimensions. Ces galets sont arrondis sur les bords et enveloppés d'une chemise de séricite secondaire. Ils appartiennent presque tous à l'oligoclase. Ils ne proviennent ni de la granulite, ni des gneiss ; ils ont au contraire *tous les caractères des feldspaths des orthophyres.* Quelques grandes lamelles de séricite, développées *in situ*, en plein schiste. Un peu de chlorite dans les chemises qui entourent les feldspaths.

En résumé : aspect détritique incontestable ; beaucoup de galets feldspathiques arrachés à des coulées orthophyriques ; développement secondaire de quartz, chlorite et séricite.

A. 225. *Poudingue. Mine de l'Herpie.*

A l'œil nu :

Poudingue feldspathique à ciment chloriteux.

Au microscope :

Poudingue de gros galets feldspathiques kaolinisés et de feuilles de chlorite froissées et déchiquetées. Dans les interstices, schiste quartzeux. La chlorite est nettement détritique. On en voit des lamelles incluses dans les feldspaths. Ceux-ci proviennent de la granulite.

A. 228. *Schiste satiné, rive gauche du petit ravin entre le grand ravin du lac Blanc et la mine de l'Herpie.*

A l'œil nu :

Schiste argenté, très fissile, à feuillets translucides.

[1] Les numéros renvoient à la collection micrographique de l'École des Mines de Saint-Étienne.

Au microscope :

Schiste fin à séricite courte englobant des galets recristallisés de quartz (contours très chevelus) et quelques grenats brisés. A rapprocher, comme texture, de certains schistes permiens de la Vanoise.

A. 254. *Grès schisteux, cirque du grand-Sauvage, sous les lacs.*

A l'œil nu :

Schiste d'un vert grisâtre, avec petits galets. Aspect peu métamorphique.

Au microscope :

Galets de toute espèce, quartz, schiste, feldspath, orthophyre, chlorite, etc, nettement arrondis et limités. Ils sont entourés par un schiste argileux très fin plein de séricite (ou de kaolinite) extrêmement courte. Un peu de calcite. Métamorphisme général, mais peu intense.

A. 267. *Schiste noir, glacier des Rousses, au-dessus du lac de Balme Rousse.*

Au microscope :

Schiste fin, *charbonneux*, très métamorphique. Quartz entièrement cristallisé. Pas de feldspaths. Séricite très courte uniformément répartie.

A. 270. *Poudingue, versant Est du Château-Noir.*

A l'œil nu :

Ciment schisteux d'un noir verdâtre luisant, avec galets ; grandes lamelles de séricite.

Au microscope.

Toute espèce de galets, englobés dans une argile uniformément séériciteuse. Grandes plages de mica blanc probablement secondaire.

A. 275. *Grès, bord Est du synclinal des Granges Veyrat, près le Chateau-Noir.*

A l'œil nu :

Grès fortement comprimé, d'aspect très cristallin. Grandes lamelles de séricite. Peut se confondre de prime abord avec un micaschiste.

Au microscope :

Type parfait du Houiller très métamorphique. Grès à galets de quartz partiellement recristallisés, avec quelques galets de gneiss et de feldspath. Ciment argileux, où s'est developpée, par places, une séricite très longue (la longueur des fibres dépasse un millimètre). Cette séricite *enveloppe* les galets. *Charbon* et produits ferrugineux. Quelques zircons. Quelques plages d'apatite.

Toute la crête déchiquetée qui sépare le cirque des Granges Veyrat (où se rassemblent les eaux du glacier de Sarenne), du col et du ravin sis immédiatement à l'Ouest du Château-Noir, est composée de grès analogues.

A. 276. *Schiste satiné, au-dessus de Clavans d'en-haut.*

A l'œil nu :

Schiste vert clair. Aspect de schiste cambrien, ou encore aspect d'orthophyre laminé. Joints rouillés.

Au microscope :

Métamorphisme peu intense. Schiste argileux extrêmement fin, un peu calcarifère. Quartz grenu. Charbon et produits ferrugineux. Veines de quartz grossier. Séricite rare et très courte.

A. 285. *Poudingue, route de Vaujany à la Villette.*

A l'œil nu :

Gros galets de quartz blanc enclavés dans un schiste satiné vert. Certains de ces galets sont sectionnés par le laminage.

Au microscope :

Roche très intéressante, rappelant beaucoup certains types permiens de la Vanoise. Galets de quartzite. Pyrite, rutile, ilménite, zircon, et surtout *tourmaline* en petites aiguilles ; ce dernier minéral est certainement développé *in situ*. Le schiste lui-même est un feutrage de séricite assez longue, avec quelques nids de chlorite.

A. 321 et 322. *Grès, rive droite de la Sarenne, à l'Ouest des Granges Veyrat, au milieu des poudingues.*

A l'œil nu :

Aspect de gneiss très fin ou de leptynite, sauf qu'on ne voit pas de phyllite discernable.

Au microscope :

Bandes quartzeuses recristallisées, souvent froissées et sectionnées par le laminage. Bandes micacées, riches en zircons et produits ferrugineux, avec développement *in situ* de séricite et de *mica noir*. Bandes feldspathiques, composées d'un enchevêtrement de galets feldspathiques froissés et écrasés, avec quartz secondaires dans les interstices et les fissures. L'aspect général est encore nettement détritique, et rappelle celui des arkoses triasiques du Prarion, récemment décrites par M. Michel-Lévy [1].

A. 333. *Schiste satiné, route de Vaujany à la Villette.*

A l'œil nu :

Schiste gris noir, fissile, à clivages luisants. Aspect peu cristallin.

Au microscope :

Roche très homogène. Oligiste, ilménite, *tourmaline* et quartz : tous ces minéraux très fins. Séricite rare et très courte.

Cet échantillon provient du même gisement que celui décrit ci-dessus sous le numéro A. 285. L'un et l'autre rappellent les schistes archéens qui forment le versant Nord du col du Sabot. Il n'est pas impossible que l'on soit conduit plus tard à rapporter à l'Archéen tout le lambeau de schistes satinés de Vaujany, lambeau que nous attribuons provisoirement au Houiller.

[1]. Michel-Lévy. *Note sur la prolong. vers le Sud de la chaine des Aiguilles-Rouges*, p. 29.

A. 312 et 342. *Poudingues, rive droite du glacier de St-Sorlin.*

Aspect microscopique de poudingue houiller. Les galets de granulite prédominent. Dans le ciment, plages assez développées de mica blanc.

Au microscope :

Poudingue peu métamorphique Galets de toute espèce : quartz, quartzite, schiste, orthophyre, gneiss, granulite, zircon, tourmaline. Ces galets ne sont point recristallisés. Autour d'eux, chemises de séricite et de *leverriérite*, celle-ci remarquablement abondante et largement cristallisée. Cette leverriérite est brune; son polychroïsme est assez intense. Les autres caractères sont ceux que nous avons décrits quand nous avons défini ce minéral [1]. La séricite domine autour des feldspaths, la leverriérite autour des quartz. L'une et l'autre sont certainement développées *in situ*.

Ce développement de leverriérite par dynamométamorphisme, inconnu jusqu'ici, semble d'ailleurs exceptionnel dans les poudingues houillers des Rousses. La plupart des poudingues du glacier de Saint-Sorlin, de même que ceux de Sarenne, n'ont donné naissance qu'à la séricite.

En revanche, c'est à la leverrierite, selon toute vraisemblance, qu'il convient de rapporter les plages vagues d'argile brunâtre cristallisée que l'on rencontre assez fréquemment dans les schistes noirs du Houiller des Grandes-Rousses, (glacier des Rousses, Granges-Veyrat).

A. 337 et 338. *Schiste, escarpement de la Croix-de-Cassini, sur Clavans-d'en-haut.*

Aspect macroscopique de schiste satiné archéen, gris verdâtre.

Au microscope :

Schiste argileux, pauvre en quartz, avec nombreux feldspaths laminés et froissés. Séricite assez courte dans le schiste, plus longue dans les cassures des felspaths et tout autour de ces derniers. Zircons. Débris de tourmaline.

La roche est probablement un tuf d'orthophyre laminé et dynamo-métamorphisé. On trouve, en effet, dans le même gisement, des bancs, macroscopiquement fort semblables, qui sont constitués par de l'orthophyre à peu près franc, fortement laminé et très chargé de séricite secondaire.

De cette série de descriptions pétrographiques, une conclusion se dégage. Le métamorphisme des dépôts houillers des Rousses n'est pas aussi intense qu'on pourrait le croire après un simple examen macroscopique.

Dans la plupart des cas, la séricite est le seul minéral qui ait pris naissance. Parfois le quartz a recristallisé ; parfois enfin il s'est produit un peu de tourmaline, un peu de leverriérite, un peu de chlorite. Mais nous ne connaissons pas un seul exemple de feldspath développé *in situ*. L'aspect au microscope est toujours éminemment détritique. Nulle part on ne voit apparaître dans les strates houillères des Rousses, ces sortes de gneiss et de micaschistes, d'un métamorphisme si profond et si étrange, qui sont la manière d'être habituelle du terrain permien dans le haut plateau de la Vanoise.

[1]. Termier. *Étude sur la leverriérite*, Annales des Mines, 1890.

CHAPITRE V

ORTHOPHYRES

Nous appelons *Orthophyres*, avec M. Michel Lévy[1], des roches présentant deux stades de consolidation et une texture microlitique généralement fluidale, dans lesquelles les cristaux du deuxième stade appartiennent pour la plupart à l'orthose. Ces roches sont, pour la série porphyrique ancienne, les équivalents exacts des trachytes tertiaires. Elles se distinguent toutefois des trachytes par une compacité plus grande, par l'absence presque totale du verre (soit dans la pâte, soit dans les feldspaths du premier stade), par la rareté de l'augite et du sphène, par l'abondance du zircon. Le quartz de première consolidation, si rare dans les vrais trachytes, apparaît, au moins sporadiquement, dans la plupart des orthophyres : quelques-uns contiennent, en outre, en petite quantité, du quartz contemporain du deuxième stade, et se rapprochent ainsi des microgranulites.

On sait que l'émission des orthophyres a été extrêmement abondante dans le Plateau Central, pendant la première partie de la période carbonifère. Dans le terrain anthracifère (Culm) du Roannais, les orthophyres (*porphyres noirs* de Grüner) forment des coulées puissantes, alternant avec des tufs (*grès porphyriques*) où dominent tantôt les apports éruptifs, tantôt les matériaux sédimentaires. Il en est de même dans l'Autunois, le Charollais, le Morvan. De nombreux filons des mêmes roches percent le granite, les gneiss, les micaschistes ou l'Archéen. La venue orthophyrique a d'ailleurs, sur quelques points, continué jusqu'à la fin du Houiller. Nous avons signalé, il y a quelques années, l'intercalation d'une nappe d'orthophyre dans les assises les plus élevées du

[1] Michel-Lévy, *Structures et classification des roches éruptives*, p. 42 et 88.
Dans la *Minéralogie micrographique*, de MM. Fouqué et Michel-Lévy, les roches en question sont encore désignées sous l'ancien nom de *Porphyres syénitiques*. M. Rosenbusch fait rentrer dans les *Dioritporphyrites* tous les orthophyres filoniens, et il réserve le nom d'*Orthophyres* aux porphyres d'épanchements dépourvus de quartz et riches en biotite, amphibole ou pyroxène. Les orthophyres des Grandes-Rousses, où les minéraux magnésiens sont rares, et où abondent les cristaux anciens de feldspath, se rapportent assez bien aux *rhombenporphyres*, ou encore à certains *Kératophyres*, de M. Rosenbusch (Rosenbusch. *Mikroskopische Physiographic der massigen Gesteine*, 2e édit., Stuttgard, 1887, passim).

Houiller du Gard[1]. Mais, d'une façon générale, on peut dire que les orthophyres du Plateau Central sont de l'âge du Culm.

On ne pouvait donc guère s'attendre à rencontrer ces roches dans les bassins houillers des Alpes, autrement qu'à l'état sporadique. Notre étonnement a été grand, quand nous avons constaté, au cours de notre campagne de 1892, que les orthophyres jouent dans la constitution du synclinal houiller oriental des Grandes-Rousses un rôle comparable à celui qu'ils jouent dans la constitution du bassin anthracifère roannais. Au Château-Noir, sur l'Alpe de Sarenne, l'épaisseur de la bande orthophyrique atteint cinq cents mètres Au col de la Croix-de-Fer, les coulées empilées les unes sur les autres ont une puissance totale de plus de mille mètres; et comme elles sont relevées en anticlinal (voir coupe n° 1, planche I), le chemin muletier les traverse sur plus de deux kilomètres de largeur.

Il est étonnant qu'avec un pareil développement, les orthophyres des Rousses n'aient pas attiré davantage l'attention des géologues qui nous ont précédé. Les collections d'histoire naturelle de Grenoble renferment bien quelques échantillons d'orthophyre de la Croix-de-Fer désignés, sur l'étiquette, comme *roche éruptive dans le houiller*. Mais aucun auteur n'a soupçonné l'importance vraiment exceptionnelle de cette venue éruptive, et même l'existence des roches en question n'a été signalée dans aucune publication. Le fait est d'autant plus extraordinaire que le col de la Croix-de-Fer, où les nappes éruptives ont le maximum d'épaisseur, est un des plus fréquentés des Alpes, et que la roche y prend une teinte vert-bleuâtre, qu'elle n'a nulle part ailleurs au même degré. La *pierre bleue* est bien connue des montagnards de la vallée d'Arves. Ils en recherchent avec soin les beaux blocs, soit dans les torrents, soit dans les placages glaciaires accrochés aux flancs de la vallée; et ils en extraient des pierres de taille fort estimées pour escaliers, appuis et encadrements de fenêtres, pierres foyères, croix, etc... Il est vrai que les nappes, fortement redressées et devenues schisteuses, ont de loin l'aspect de chloritoschistes. La crête qui domine à l'Ouest les pâturages de la Balme est abrupte et dentelée à l'instar d'une arête faite de roches primitives; et personne ne pourrait deviner, en la voyant de loin, sa véritable nature.

Le caractère *éruptif* est plus aisément reconnaissable dans les roches du Château-Noir, au-dessus de Sarenne; mais ce gisement, sans être d'un accès difficile, est en dehors des chemins fréquentés. Quant aux bancs orthophyriques qui affleurent, dans la vallée de la Romanche, sur la route nationale, à 300 mètres environ en amont du Freney, ils sont, depuis bien des années, exploités pour l'empierrement de la route, sans que l'on ait jamais soupçonné leur véritable nature. On les a toujours pris pour des schistes talqueux ou des chloritoschistes.

[1] Termier, *Sur trois roches éruptives interstratifiées dans le terrain houiller du Gard*. Bull. Soc. Géolog. de France. 3e série, t. XVI, p. 617.

DESCRIPTION PÉTROGRAPHIQUE

Caractères macroscopiques. — Les orthophyres des Grandes-Rousses sont des roches d'un vert clair (Château-Noir) ou d'un vert bleuâtre (Croix-de-Fer). Les variétés schisteuses ont, sur le clivage ardoisier, une teinte grise ou vert-foncé due au développement, par dynamo-métamorphisme, de produits chloriteux, argileux ou serpentineux. L'aspect est alors celui d'un schiste satiné à chlorite ou séricite (Le Freney); mais il est rare qu'en cassant l'échantillon on n'observe pas, *sur la tranche*, la couleur claire caractéristique de la roche. La poussière est grise ou gris-verdâtre. Dans certains bancs (arête 2939 au Nord du Château-Noir, arête à l'Ouest des granges de la Balme), la roche prend, par altération superficielle, une teinte violacée lie-de-vin.

En regardant la cassure fraîche d'un échantillon suffisamment massif, on songe invinciblement aux phonolites. C'est la même compacité de la pâte, le même éclat cireux, la même cassure esquilleuse, la même translucidité. L'analogie de faciès se poursuit, en général, dans l'aspect des feldspaths de première consolidation : ils sont blancs ou hyalins, en individus peu volumineux (rarement plus de 2 ou 3 millimètres de longueur), nettement allongés, présentant des lamelles brillantes souvent striées. Mais, tandis que la plupart des phonolites montrent à l'œil nu des cristaux nets de pyroxène, les orthophyres ne présentent à l'examen macroscopique, en fait de minéraux magnésiens, que de très petites taches d'un vert foncé. Le microscope nous apprendra tout à l'heure que chacune de ces taches est un petit cristal de mica noir. Dans certaines variétés (arête 2939), les feldspaths de première consolidation ont une teinte rose.

La roche contient fréquemment des débris de chloritoschistes ou de schistes à séricite, de grès houiller, plus rarement de granulite ou de gneiss. Ces enclaves apparaissent dans les coulées les plus massives. Aux nappes d'orthophyres s'associent parfois des bancs épais de *conglomérats orthophyriques*, où des galets de toute nature et de toute dimension sont mêlés à des cailloux roulés de la roche éruptive, et noyés dans un ciment gréseux rempli de débris feldspathiques. Ces conglomérats sont analogues aux *grès porphyriques*, de la Loire et à certains conglomérats trachytiques et andésitiques des volcans pliocènes du Plateau Central. Le plus souvent, ce ne sont pas de véritables *tufs*. Les matériaux provenant de projections volcaniques y sont mêlés à des apports nettement torrentiels.

Caractères microscopiques et chimiques. — D'une façon générale, les orthophyres des Grandes-Rousses sont des roches extrêmement feldspathiques, ne renfermant, en fait de minéraux magnésiens, qu'un peu de mica noir. Le quartz de première consolidation y est rare, encore bien qu'on le rencontre, à l'état sporadique, dans beaucoup de coulées. Le quartz du deuxième stade est

peu abondant, sauf dans certaines variétés qui passent nettement au type *Kersantite*. Les feldspaths dominants sont orthose et anorthose. Ces deux espèces forment la plus grande partie de la pâte microlitique. Dans les cristaux du premier stade, l'oligoclase est fréquent, tandis que le labrador est exceptionnel. Les minéraux accessoires sont surtout le zircon et l'apatite. Le fer oxydulé, le fer titané, le sphène, généralement peu répandus, prennent une certaine importance dans quelques échantillons.

On peut distinguer trois types autour desquels viennent se grouper toutes les variétés que nous connaissons.

1° Type A, défini par la formule[1]

$$\text{II}\mu. - \overline{F_{1\cdot5\cdot6}\ \underline{t_2 t_1 a_2 a_1 q}}$$

La roche se réduit essentiellement à un fouillis d'aiguilles feldspathiques, à fluidalité peu sensible. Le quartz est rare. Dans le deuxième stade, il apparaît sporadiquement sous la forme de petites plages moulant les microlites d'orthose ou d'anorthose. Dans les interstices de ces microlites, on observe, avec d'assez nombreux grains de fer oxydulé, une matière verdâtre isotrope, résultant peut-être de la décomposition de minéraux magnésiens. L'apatite et le zircon sont moins abondants que dans les autres types. Dans la pâte les microlites nettement tricliniques sont exceptionnels; mais beaucoup ont les caractères intermédiaires de l'anorthose. Les cristaux du premier stade, peu volumineux, sont d'oligoclase, d'orthose et d'anorthose, très rarement de labrador. Ces cristaux ont rarement plus d'un millimètre de longueur; les microlites ont fréquemment une longueur d'un quart ou d'un tiers de millimètre. Il y a donc, au point de vue des dimensions, peu de différence entre les feldspaths des deux stades. La texture, dans certains échantillons, tend vers le type ophitique.

C'est à ce type A qu'appartiennent les galets d'orthophyre englobés par les coulées orthophyriques au voisinage du point 2939[2] (Château-Noir). Ces galets, généralement fort altérés, ont une teinte brune qui contraste avec la couleur claire de la roche ambiante. Le microscope décèle un grand nombre de galets analogues dans les coulées tufacées du Château-Noir et du Freney. L'extrême décomposition du feldspath de la plupart de ces galets nous a d'abord induit en erreur, et nous avons cru y voir des débris de porphyrites labradoriques. C'est pour cela que, dans les deux notes présentées par nous à l'Académie des Sciences touchant les orthophyres des Rousses, nous parlons d'une venue porphyritique antérieure à la venue des orthophyres (Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences, 1893).

Il semble donc que le type A soit plus ancien que les autres. Nous le connais-

[1] Notations de M. Michel-Lévy, *Structure et classification des roches éruptives*.

[2] Petit col au Nord de ce point, un peu à droite de l'*s* final du mot *Rousses* (Etat-Major). La carte est très fautive dans cette région. On accède facilement à ce col, soit par la combe des Granges-Veyrat, soit en traversant la crête 2989. L'altitude est d'environ 2850 m.

sons *in situ* sur les flancs de la montagne de la Croix-de-Cassini, au-dessus de Sarenne, dans les nappes peu épaisses intercalées dans le Houiller du Grand-Sauvage, enfin dans certaines coulées de la région comprise entre les granges de la Balme et le glacier de Saint-Sorlin[1].

L'analyse chimique[2] de deux échantillons du type A a donné les résultats suivants :

	1.	2.
Silice	62.3	63.4
Alumine	14.1	17.9
Sesquioxyde de fer	8.2	8.4
Protoxyde de manganèse	Traces.	Traces.
Chaux	1.3	1.02
Magnésie	3.4	1.4
Potasse	3.5	4.2
Soude	4.4	3.96
Perte par calcination	2.2	0.72
Total	99.40	101.00

L'échantillon 1 (A. 343) provient d'un point situé entre les granges de la Balme et le glacier de Saint-Sorlin; l'échantillon 2 (A. 255) a été prélevé sur un galet contenu dans les coulées du col au Nord du point 2939 (Château-Noir). Dans les deux échantillons, les teneurs respectives en potasse, soude et chaux, indiquent la prédominance de l'anorthose sur les autres feldspaths. La magnésie est donnée par la substance verte isotrope (serpentine?) qui remplit, plus ou moins abondamment, les interstices des microlites feldspathiques.

2° Type B, défini par la formule

$$\pi\mu\gamma. - \overline{F_{1.2.5.6.7}\,MP_4 t_2 \underline{t_1 a_2 a_1 q}}$$

La structure est intermédiaire entre celle des orthophyres purement microlitiques et celle des kersantites à pâte microgranulitique. Le quartz est très rare dans le premier stade. L'apatite et le zircon, extrêmement abondants, l'emportent de beaucoup sur les autres éléments accessoires. Le pyroxène (augite) est exceptionnel : nous ne l'avons découvert qu'au Château-Noir. Le mica noir, souvent chloritisé, souvent épigénisé par le fer oxydulé ou le fer titané, et transformé partiellement en mica blanc, est assez répandu : les cristaux ont fréquemment un millimètre et plus de longueur. Dans beaucoup d'échantillons, ce minerai est complètement décomposé, et il n'en reste que des sections informes, pleines de produits ferrugineux ou serpentineux mal définis. Il semble que cette décomposition du mica soit plus habituelle et plus complète dans les roches de la partie Nord des Rousses que dans celles du Château-Noir.

[1] *Collections de l'Ecole des Mines de* Saint-Etienne, plaques A. 255, 256, 262, 268, 343.

[2] Toutes les analyses ont été faites au Bureau d'Essais de l'Ecole des Mines de Saint-Etienne, par M. Fabre, préparateur, sous la direction de M. Lebreton.

Le labrador est exceptionnel. L'oligoclase, très fréquent dans le premier stade, est rare dans la pâte. L'anorthose semble l'emporter sur l'orthose, du moins dans les anciens cristaux. La pâte, à peine fluidale, est formée d'un mélange de microlites monocliniques, assez allongés, de très petites dimensions, et de plages irrégulières d'orthose, constituant une sorte de feutrage. Des plages nuageuses de quartz apparaissent fréquemment au sein de ce feutrage : elles sont presque toujours assez éloignées les unes des autres ; plus rarement elles se rapprochent au point de constituer, avec l'orthose, une sorte de microgranulite.

C'est à ce type qu'il faut rattacher la plupart des orthophyres de la région du Château-Noir (Château-Noir, crête 2939, crêtes au-dessus du lac du Cerisier[1]), ceux du Freney, ceux du glacier de Saint-Sorlin. On le rencontre encore entre ce glacier et les granges de la Balme, mais les roches passent peu à peu au type C, au fur et à mesure que l'on marche vers le Nord.

Voici quatre analyses de ces orthophyres du type B. L'échantillon 1 (A. 218), provient du Château-Noir ; 2 (A. 245), de la carrière en amont du Freney; 3 (A. 252), du Château-Noir ; 4 (A. 316), de la crête 2725, au Nord du lac du Cerisier.

	1.	2.	3.	4.
Silice	62.06	61.07	59.50	62.30
Alumine	13.70	11.80	11.80	15.70
Sesquioxyde de fer	8.90	13.10	13.10	6.70
Protoxyde de manganèse	Traces.	Traces.	Traces.	Traces.
Chaux	1.05	1.99	2.20	2.10
Magnésie	1.40	1.90	2.70	3.10
Potasse	6.00	5.50	4.32	4.21
Soude	5.19	2.80	3.96	3.77
Perte par calcination	1.41	1.60	1.55	1.30
Total	99.71	99.76	99.13	99.18

La teneur en potasse est un peu plus forte que dans le type A. La teneur en fer est assez variable, par suite de l'existence, dans certains échantillons, de nombreux grains de pyrite.

3° Type C, défini par la formule

$$\Pi\gamma. - \overline{F_{1.2.5.6.7}\ Mt_1 a_2 \underline{a_1 q}}$$

La structure est franchement microgranulitique, sans aucun indice de fluidalité. Les microlites (orthose) sont rares. La pâte est une mosaïque de très petites plages d'orthose et de plages irrégulières de quartz. La roche pourrait donc s'appeler *Kersantite*, si elle ne se reliait aux orthophyres du type B par toute espèce de passages.

[1] On nomme ainsi le petit lac à demi desséché qui se trouve exactement au Sud du point 2725 (Etat-Major).

[2] *Collections de l'Ecole des Mines de Saint-Etienne*, plaques A 218, 237, 243, 245, 252, 257, 298, 316, 323.

Les produits ferrugineux sont rares (fer oxydulé, fer titané, pyrite). Le fer titané est concentré, de préférence, dans les micas noirs, avec un peu de sphène. L'apatite et le zircon sont très fréquents. Le mica noir est presque toujours très décomposé (chlorite, séricite, produits ferrugineux). Dans certains échantillons, il est même entièrement résorbé. Quand la décomposition est incomplète, le mica prend une couleur, un polychroïsme et une biréfringence qui rappellent l'amphibole : mais l'extinction se fait toujours rigoureusement à zéro, et la plupart des sections ont conservé l'uniaxie. Nulle part, nous n'avons constaté d'une façon certaine la présence de l'amphibole.

Le quartz est rare dans le premier stade. Les grands cristaux sont d'oligoclase, d'anorthose et d'orthose. Ils sont très fréquemment kaolinisés. La kaolinisation envahit souvent la roche entière.

Ce type C est celui des roches du col de la Croix-de-Fer. Il se poursuit, au Nord, jusqu'à la limite extrême de la formation éruptive. Vers le Sud, du côté des pâturages de la Balme, il passe *insensiblement* au type B.

Voici trois analyses de ces Kersantites. Les deux premiers échantillons proviennent du col de la Croix-de-Fer[1]; le troisième a été pris sur l'arête qui domine à l'Ouest les granges de la Balme[2].

	1.	2.	3.
Silice	66.04	67.50	66.30
Alumine	13.30	14.50	15.30
Sesquioxyde de fer	8.40	7.00	5.40
Protoxyde de manganèse	Traces.	Traces.	Traces.
Chaux	1.60	1.10	0.90
Magnésie	2.20	2.30	2.60
Potasse	4.70	3.38	4.60
Soude	3.40	3.38	2.80
Perte par calcination	1.10	1.60	1.20
Total	100.74	100.76	99.10

On voit que le type C ne diffère guère du type B, au point de vue chimique, que par une teneur un peu plus forte en silice, résultant d'une plus grande abondance du quartz dans le magma de seconde consolidation.

Le type A semble avoir une individualité propre. On ne trouve pas de passa-

[1] *Collections de l'Ecole des Mines de Saint-Etienne*, plaques A. 289 et 345.

[2] *Id.* *Id.* plaques A. 293. Il convient de rapprocher de ces *orthophyres-kersantites* du col de la Croix-de-Fer, la roche éruptive signalée par M. Kilian dans le Houiller du Mont-Thabor (*Comptes-rendus de l'Académie des Sciences*, 1898). Cette roche, dont M. Kilian a bien voulu nous remettre un échantillon, est une *kersantite à amphibole*. Sa couleur, d'un blanc verdâtre, est plus claire que celle des orthophyres des Rousses. Les feldspaths de première consolidation y sont plus grands. Elle diffère nettement des roches du col de la Croix-de-Fer : 1° par l'absence du zircon et de l'apatite ; 2° par la présence de l'amphibole, ce minéral remplaçant complètement le mica noir ; 3° par l'abondance du sphène. Mais la pâte de la kersantite du Thabor est *identique* à celle de beaucoup de roches du type C des Grandes-Rousses.

ges de ce type au type B. Celui-ci, qui est le type normal de l'orthophyre des Rousses, passe au contraire au type C par gradations insensibles.

Nous ajouterons à cette étude analytique quelques indications générales sur la manière d'être des principaux minéraux contenus dans les orthophyres des Grandes-Rousses. Les caractères que nous allons esquisser sont les mêmes dans les roches des trois types ci-dessus définis.

Nous avons dit que le quartz de première consolidation est rare, assez rare pour que nous n'ayons pas cru pouvoir le faire figurer dans les formules. Quand on le rencontre, ce quartz se présente toujours sous la forme de cristaux arrondis, fortement usés, parfois profondément corrodés. Il n'est pas douteux que la pâte, encore fluide, n'ait réagi chimiquement sur lui.

Les feldspaths ne présentent aucune particularité. Ils sont rarement zonés. On n'y constate pas, ou du moins très peu, d'inclusions vitreuses. Ils contiennent fréquemment de l'apatite, du zircon, du fer oxydulé, plus rarement du mica noir. Les cristaux d'orthose et d'anorthose sont habituellement maclés suivant la loi de Carlsbad. L'oligoclase présente la mâcle de l'albite, plus rarement celle du péricline.

Le zircon, très répandu, se montre tantôt sous la forme de grains arrondis, globuliformes, tantôt sous celle de prismes bien définis, terminés par des octaèdres peu nets. La longueur atteint fréquemment un dixième de millimètre.



Fig. 1. — Cristaux d'apatite dans les orthophyres du Château-Noir (grossissement : 400 diamètres).

L'apatite, remarquablement abondante, est quelquefois limpide (col de la Croix-de-Fer). Presque toujours, elle est chargée d'inclusions noires ou rouges, au point de devenir à peu près opaque (Château-Noir). Les inclusions noires sont des grains et des baguettes *opaques*, de très petites dimensions, accumulés dans des fentes parallèles aux faces *m* du prisme hexagonal. On en voit aussi dans les fentes parallèles à la base *p* ou aux faces d'un isocéloèdre, mais les premières sont plus abondantes. La répartition de ces inclusions dans le cristal est fort irrégulière (fig. 1). Les bords des sections en sont généralement dépour-

vus. Leur nature est inconnue, mais, d'après leur forme, nous les rapporterions volontiers au fer titané. Les inclusions rouges sont *transparentes*, d'une belle teinte orangée. Elles sont placées comme les inclusions noires, et souvent mélangées avec elles. Ce sont, en général, de petits globules allongés, ayant leurs grands axes sensiblement parallèles au plan de la fente qui est leur lieu d'élection et parallèles entre eux. Cette matière rouge semble tout à fait dépourvue de polychroïsme. Elle paraît isotrope, ou presque isotrope. Les différents globules rouges d'une même section d'apatite, bien que diversement orientés, sont tous éteints en même temps que l'apatite. Ce caractère ne permet pas de supposer que ces globules appartiennent à l'oligiste.

Quant les inclusions noires sont très nombreuses, l'apatite ambiante prend une teinte d'un brun noirâtre. La partie ainsi colorée n'a pas de contour net. Elle passe insensiblement à l'apatite limpide, par affaiblissement graduel de la teinte. Quel que soit le grossissement, cette teinte ne peut se résoudre en un amas de points noirs. Elle n'est donc pas due à des inclusions ultra-microscopiques : c'est une coloration intime du phosphate de chaux. Les plages d'apatite ainsi colorées en brun noir *présentent un polychroïsme marqué*. Quant l'axe du prisme est parallèle à la vibration du polariseur, la teinte noire passe par un maximum d'intensité : la coloration passe au brun jaunâtre, lorsque l'axe du prisme est perpendiculaire à cette même vibration.

De même, l'apatite se colore en rouge au voisinage des amas importants d'inclusions rouges. Mais les régions ainsi rubéfiées ne sont pas polychroïques. Aussi tendons-nous à considérer cette rubéfaction comme produite simplement par une poussière excessivement fine de très petites inclusions rouges.

Assez fréquemment, les inclusions noires et les inclusions rouges coexistent dans le même prisme. Ce prisme est alors teinté de rouge et de noir. La teinte noire masque à peu près complètement la teinte rouge, lorsque l'axe du prisme est parallèle à la vibration du polariseur. Dans la position rectangulaire, la teinte noire disparaît en grande partie, et le prisme devient rouge.

Les cristaux d'apatite qui présentent ces singuliers phénomènes ont des dimensions très variables. La plupart ne dépassent pas un dixième de millimètre, mais quelques-uns atteignent la longueur d'un demi-millimètre; ils seraient visibles à l'œil nu, si la couleur ou l'éclat les faisaient ressortir sur le fond de la pâte.

Tufs d'orthophyre. — Outre les conglomérats orthophyriques dont nous avons parlé, où des apports torrentiels de toute espèce se mêlent aux débris éruptifs plus ou moins roulés et charriés, on rencontre, dans la formation éruptive du Houiller des Grandes-Rousses, des couches de véritables tufs, vraisemblablement formées par des projections volcaniques cendreuses.

Ces tufs ont un aspect macroscopique peu différent de celui des orthophyres. Sous l'influence du dynamo-métamorphisme, ils se transforment, plus aisément que les roches éruptives franches, en schistes satinés grisâtres ou verdâtres, difficiles à distinguer des schistes houillers ou archéens.

Au microscope, on y voit[1], dans une argile isotrope, des traînées quartzeuses et des galets de quartz frangés, quelques cristaux de zircon et d'apatite, de la pyrite, du mica noir, et enfin des feldspaths, plus ou moins nombreux, de grande taille, presque toujours fortement kaolinisés. Ces feldspaths sont parfois cassés, mais ils ne sont pas roulés. Le mica noir se présente en piles déchirées et dispersées : il est généralement envahi par les produits ferrugineux et serpentineux. Dans l'argile isotrope qui constitue le fond même de la roche, le dynamométamorphisme a fréquemment développé de la kaolinite et du mica blanc.

Les tufs d'orthophyre abondent dans la région du Château-Noir, surtout au voisinage du point 2939. On les retrouve sur le flanc oriental de la Croix-de-Cassini, au dessus de Clavans, sous la forme de schistes à l'aspect archéen. Dans ces schistes, le laminage a fréquemment tronçonné les feldspaths, comme il a fait les bélemnites dans les marnes du Lias : les intervalles entre les tronçons sont remplis de mica blanc. La transformation de la pâte a parfois été suffisante pour régénérer du mica noir.

D'autres tufs, également métamorphiques, s'observent dans les ravins situés à l'Ouest de la mine de l'Herpie. Ainsi que nous l'avons dit plus haut, ils font partie d'un petit synclinal houiller distinct de celui de l'Herpie, et qui semble finir en pointe au voisinage du lac Blanc.

Dans le Nord des Rousses, au glacier de St-Sorlin, aux granges de la Balme, au col de la Croix-de-Fer, les tufs ne paraissent pas avoir un grand développement. Les coulées massives prennent des épaisseurs vraiment formidables, et alternent avec des conglomérats orthophyriques sans interposition de cinérites.

Distribution et gisement des orthophyres. — La distribution des roches éruptives dans le terrain houiller du versant Est des Grandes-Rousses est très loin d'être régulière. Au Freney, dans la montagne de la Croix-de-Cassini, dans la combe des Granges-Veyrat, les orthophyres n'apparaissent que rarement, sous la forme de nappes peu épaisses et peu étendues, interstratifiées dans les grès et les schistes. Ces coulées sont fréquemment tufacées et contiennent beaucoup de débris de toute sorte.

C'est au-dessus de l'Alpe de Sarenne que les éruptions deviennent importantes. Le rocher escarpé qui porte le nom de Château-Noir est constitué par une nappe d'orthophyre franc, redressée presque jusqu'à la verticale, et puissante d'environ 300 mètres. Cette nappe se poursuit vers le Sud jusqu'à la vallée de la Sarenne. Vers le Nord-Est, elle va s'amincissant graduellement, entre des conglomérats orthophyriques qui la surmontent du côté de l'Est (bientôt surmontés eux-mêmes de poudingues du type ordinaire), et une bande de Trias (cargneules) qui la flanque au Nord-Ouest. Au delà de ce synclinal de cargneules, les roches éruptives reparaissent, alternant avec des tufs et des conglomérats. Ce complexe n'a pas moins de 700 mètres d'épaisseur, au sommet coté 2939. Mais

[1] *Collection de l'Ecole des Mines de Saint-Etienne*, plaques A. 281, 283, 299, 300.

la largeur de la bande éruptive diminue rapidement, quand on marche en direction. Vers le Sud-Ouest, elle s'oblitère très vite et passe à des poudingues métamorphiques. Vers le Nord-Est, elle se réduit à quelques bancs peu épais de lave massive que l'on peut suivre jusqu'à la moraine du glacier du Grand-Sablat. Dans le cirque désolé situé immédiatement au Sud du point 2725 (lac du Cerisier), un anticlinal de gneiss archéens apparaît au milieu des strates houillères. A l'Est de cet anticlinal, les orthophyres se montrent encore, prolongeant sans doute ceux du Château-Noir : leurs bancs, mêlés de nappes tufacées et de conglomérats, sont fort épais au Sud du lac ; ils se réduisent à peu de chose au voisinage immédiat du point 2725.

Quand on a dépassé, en marchant vers le Nord, la vallée où descend le glacier du Grand-Sablat, on ne rencontre plus que fort peu d'orthophyres. Sur le plateau où coule le ruisseau des Malatres, plateau formé de poudingues houillers verticaux, on voit affleurer quelques nappes de lave, interstratifiées dans des conglomérats orthophyriques. La plus importante de ces nappes mesure environ 100 mètres d'épaisseur, et affleure sur une étendue d'un kilomètre.

Dans le massif du Grand-Sauvage, les orthophyres sont encore plus rares. Nous n'y connaissons qu'un seul banc de nature éruptive, formé d'une lave du type A, tantôt massive, tantôt tufacée, le plus souvent laminée et schisteuse. Ce banc est interstratifié dans les grès et les schistes, à peu de distance du contact entre le Houiller et le Lias. On l'observe bien sur la crête qui forme le fond de la vallée du Ferrand, ou encore dans le ravin du Grand-Sauvage, en dessous des petits lacs.

Vers la base du glacier de Saint-Sorlin, au pied de la chaîne des Arènes, les orthophyres reparaissent en bancs nombreux, de plus en plus épais au fur et à mesure que l'on marche vers le Nord. Peu à peu, ils prennent la prépondérance. Par le travers du lac Blanc, sur les 1800 mètres de largeur totale de la bande houillère, près de 1000 appartiennent aux affleurements orthophyriques. Ceux-ci sont concentrés sur le bord Est du terrain houiller, où ils forment une zone à peu près continue, interrompue seulement çà et là par des bancs de conglomérats où abondent encore les matériaux éruptifs. Sur le bord Ouest, tout contre les schistes archéens, on observe une autre bande de lave, mais épaisse seulement de quelques mètres.

Entre cette dernière bande et les affleurements éruptifs de l'Est, le terrain houiller se compose de poudingues et de grès, avec quelques rares intercalations de schistes noirs. Ces couches sédimentaires, de même que les nappes éruptives, sont dirigées vers le Nord, et plongent très fortement vers l'Est.

A peu de distance au Nord du point 2690, par le travers du Grand Lac, les sédiments houillers sont graduellement remplacés par des nappes éruptives ou des conglomérats orthophyriques. Y a-t-il passage latéral d'un faciès à l'autre ? Ou bien la zone des grès et poudingues finit-elle en coin, comme si elle n'était qu'un anticlinal ou un synclinal au milieu des orthophyres ? C'est ce qu'il est malaisé de décider, les blocs d'orthophyres éboulés de la crête couvrant la majeure partie des affleurements.

Aux granges de la Balme, les poudingues, les grès et les schistes ont complètement disparu. De là jusqu'à la Pointe de l'Ouillon, où la bande houillère se cache sous le Trias et le Lias, sur une longueur de près de 4 kilomètres, tout est orthophyre massif ou conglomérat orthophyrique. Les conglomérats orthophyriques prédominent à l'Est, le long de la combe gazonnée qui descend vers Pierre-Aiguë ; les laves massives forment toute la haute crête cotée 2548, 2274, 2273. Au col de la Croix-de-Fer, qui est une échancrure de cette crête, les orthophyres massifs (type C passant à la kersantite) sont traversés par le chemin muletier sur une épaisseur d'environ 1500 mètres. Si l'on y ajoute les conglomérats de l'Est, qui affleurent au-dessus de Pierre-Aiguë, et qui alternent, d'ailleurs avec des nappes de tufs et de laves, on arrive, pour l'ensemble de la bande éruptive, à une épaisseur de 2 kilomètres. Comme cette bande affleure entre deux bandes triasiques, elle représente dans son ensemble un anticlinal fortement serré, et légèrement couché vers l'Ouest. Nous verrons plus loin qu'en tenant compte des plis secondaires qui accompagnent cet anticlinal on est conduit à attribuer à la formation orthophyrique du col de la Croix-de-Fer, une épaisseur réelle *d'au moins un millier de mètres* avant le plissement.

Dans toute cette description, nous n'avons parlé que de *nappes interstratifiées*. Nulle part, dans les Grandes-Rousses, nous n'avons observé de filons d'orthophyre tranchant les strates houillères ou les schistes archéens.

Situation probable des volcans orthophyriques. — Si l'on tient compte de ces diverses observations, et en particulier de la localisation à peu près absolue des orthophyres dans le synclinal houiller de l'Est des Rousses, et de l'absence, dans ce synclinal, de tout filon de roches éruptives, on est conduit aux déductions suivantes, touchant la situation des volcans orthophyriques.

1° Ces volcans s'alignaient du Sud au Nord, parallèlement aux plis déjà formés de la chaîne hercynienne. Sauf de très rares exceptions, ils étaient situés à l'Est de la crête actuelle des Grandes-Rousses, et assez loin de cette crête, probablement sur la ligne où se dresse aujourd'hui la chaîne liasique du Mas-de-la Grave. Les filons de kersantite découverts au Thabor par M. Kilian, ceux de microgranulite et de porphyrites signalés par nous sur le bord Est du massif du Pelvoux, jalonnent vraisemblablement un axe éruptif à peu près parallèle à celui dont nous parlons, et d'ailleurs beaucoup moins important au point de vue de l'abondance des laves émises.

2° Les volcans orthophyriques étaient situés sur le bord Est du bassin houiller de l'Est des Rousses, probablement sur une crête de gneiss granulitiques assez haute et assez escarpée, qui séparait ledit bassin houiller de celui, beaucoup plus étendu, du Briançonnais et de la Maurienne [1]. La séparation pouvait d'ailleurs n'être que locale, de même que celle entre les deux bassins des Rousses.

[1] Pendant l'été de 1893, nous avons exploré la bande houillère de la Maurienne, entre le col des Encombres et le massif de Péclet, sans y trouver *un seul* affleurement de roche éruptive.

Les volcans, adossés du côté de l'Est à la crête cristalline, envoyaient leurs laves à l'Ouest.

3° Il est probable que ces volcans étaient en petit nombre. Le plus méridional n'était, sans doute, guère plus au Sud que le Freney ; le plus septentrional, guère plus au Nord que Saint-Jean d'Arves. Ce dernier seul semble avoir eu une très grande importance.

4° On peut penser que la période d'activité de ces volcans a été fort longue. Diverses observations stratigraphiques nous inclinent à croire que la plupart des laves sont *au sommet* de la formation houillère des Rousses. Elles ont coulé souvent sur un sol asséché, ou du moins à peine inondé. Dans les intervalles des grandes venues laviques, des projections cendreuses tombaient dans les eaux peu profondes. Les scories et les bombes de grande dimension n'arrivaient point jusqu'à la région des Rousses. Périodiquement les déjections torrentielles recouvraient les laves et les tufs, apportant, du bord oriental du bassin, des matériaux granulitiques, pêle-mêle avec les débris arrachés aux coulées éruptives.

CHAPITRE VI

TRIAS

Nous rapportons au Trias, par analogie avec les formations similaires du Briançonnais, de la Maurienne et de la Tarentaise :

1° Les poudingues à ciment quartzeux et à galets granulitiques du sommet des Petites-Rousses ;

2° Les quartzites observés, à la base des dolomies, en quelques rares points des Rousses (col du Sabot [1], Croix-de-Cassini, Château-Noir, granges de la Balme [2]) ;

3° Les dolomies et calcaires dolomitiques, blanc-jaunâtre ou jaunes, fréquemment recouverts d'une patine de couleur robe de capucin, que l'on observe presque partout en dessous des marnes du Lias ;

4° Les cargneules qui résultent fréquemment de l'altération des dolomies ci-dessus, les schistes satinés et bariolés qui s'y intercalent, et enfin les gypses qui apparaissent à la même place dans les ravins du Flumet et de la Cochette.

Les cargneules et les gypses ont été signalés comme triasiques par Lory, qui a, au contraire, rangé dans le Lias les calcaires magnésiens et les dolomies.

La formation triasique des Rousses est partout peu épaisse. Nulle part la puissance totale ne semble atteindre 300 mètres. Presque partout elle est bien moindre. Elle ne dépasse pas 12 mètres à la Garde, sur le chemin du Bourg-d'Oisans à Huez. Elle semble comprise entre 10 et 40 mètres sur le bord Est de la chaîne, le long de la vallée du Ferrand, ou à la base des Arènes. Les épaisseurs maximas se constatent sur le chemin du Freney à Sarenne, aux environs de Vaujany, au col du Sabot, à la crête 2342-2627 qui remonte vers la Cochette, enfin au Nord du Grand Lac, dans le petit synclinal qui accidente la terminaison septentrionale de la chaîne des Grandes-Rousses. Les neuf dixièmes au moins de la puissance totale appartiennent aux dolomies et aux cargneules subordonnées.

La *triasicité* de ce complexe n'est pas douteuse, car il est intercalé entre le Houiller et le Lias inférieur, concordant avec celui-ci, discordant avec celui-là ; et, de plus, les dolomies, les cargneules et les quartzites des Rousses sont

[1] Observation de M. Kilian.
[2] Observation de M. Révil.

identiques, quant au faciès, à certains dépôts triasiques de la Vanoise et du Briançonnais.

Le Trias des Rousses présente au plus haut degré le faciès lagunaire. A l'époque triasique, les plis hercyniens étaient à peu près arasés dans toute la région du Pelvoux et des Rousses, et des lagunes très étendues, variables de forme et de profondeur, couvraient la plus grande partie du pays. Il ne nous paraît pas douteux que la crête même des Rousses n'ait été recouverte, au moins momentanément, par la mer triasique. Les dolomies de couleur capucin, entremêlées de lits de sable, qui s'observent au lac Blanc et aux Petites-Rousses, et dont on retrouve des débris dans la moraine de fond du glacier de Saint-Sorlin, ont dû se déposer sur la majeure partie de la haute chaîne. Le plus souvent, les quartzites manquent; et les dolomies à lits sablonneux reposent directement sur la tranche des schistes archéens et houillers. L'invasion du pays par les lagunes s'est donc faite d'une façon graduelle, et la plus grande partie de la région se trouvait encore à sec à l'époque où se déposaient les quartzites de la Vanoise et du Briançonnais.

Nous décrirons successivement les divers termes de la formation triasique.

1° Poudingues. — Au sommet même des Petites-Rousses, et à quelques pas du signal coté 2813, les calcaires dolomitiques reposent sur la granulite et sur les gneiss granulitiques par l'intermédiaire d'un banc peu épais de poudingues à ciment quartzeux et à galets de granulite. La parfaite concordance et l'intime liaison de ces poudingues avec les bancs de calcaire sablonneux qui les surmontent ne permettent pas de les rattacher au Houiller. Nul doute qu'ils ne représentent un faciès local de la base du Trias.

On les retrouve çà et là sur le versant occidental des Petites-Rousses, par exemple au-dessus du lac Volant, au-dessus des lacs Besson, sur le parcours du canal allant du lac Blanc au Villard-Reculas, sous la forme de petits lambeaux, épais de 0 m. 50 à 2 m., traînant sur la surface ondulée du massif granulitique. Au sommet des Petites-Rousses, la puissance ne semble pas dépasser 2 mètres. Quand on descend sur le versant Est de la montagne 2813, on voit les poudingues passer latéralement à des grès grossiers. Sur l'autre bord de la petite plaine marécageuse, ces grès sont remplacés, sous les dolomies, par des grès fins entièrement semblables à ceux qui forment des intercalations dans les dolomies elles-mêmes. On peut suivre quelque temps ces grès fins du côté du Nord, en descendant vers un grand lac à demi-glacé, non marqué sur la carte d'Etat-Major : ce sont des roches friables, à surface inégale, de couleur grise, faciles à confondre de prime abord avec les gneiss.

Poudingues et grès reposent en discordance complète sur les gneiss granulitiques. Les grès du bord Est sont sensiblement horizontaux sur les strates archéennes verticales.

2° Quartzites. — MM. Kilian et Révil nous ont signalé deux apparitions de quartzites à la base des dolomies ou des cargneules, l'une au col du Sabot,

l'autre dans le ravin par où l'on descend des granges de la Balme à Saint-Sorlin d'Arves. Nous avons nous-même retrouvé ce terme intéressant de la formation triasique en trois autres points du massif des Grandes-Rousses :

1° Au col ouvert entre la Croix-de-Cassini (2376) et le point 2171, sous les mots *Grange Pellorce* de la carte d'État-Major, au Nord du Freney ;

2° Dans une brèche de la crête qui remonte de Jouffray au sommet coté 2939, brèche où passe un petit synclinal triasique ;

3° Au Nord du Grand Lac et à l'Ouest du point 2548, près des granges de la Balme, dans un synclinal secondaire renversé sous des schistes houillers.

En tous ces points, l'épaisseur des quartzites est insignifiante (0m.50 à 5 mètres). Les affleurements sont peu étendus : celui de Grange-Pellorce, qui semble être le plus important, n'a guère que cinq ou six cents mètres de longueur.

Les quartzites des Rousses sont des grès blancs extrêmement fins, peu métamorphiques. Ils ne diffèrent point des types les plus habituels du Briançonnais.

Nous ne doutons pas que les poudingues et les grès décrits au paragraphe précédent ne soient contemporains des quartzites. Les uns et les autres se rapportent sans doute à l'époque du grès bigarré. Mais l'invasion, par les lagunes maritimes, de la région qui nous occupe, était encore peu avancée à cette époque. Sur la plus grande partie des Grandes-Rousses, la sédimentation triasique n'a commencé qu'à l'époque du Muschelkalk.

3° **Dolomies.** — Les dolomies constituent la manière d'être habituelle du Trias des Rousses. Ainsi que nous l'avons dit plus haut, elles ont dû se déposer sur la plus grande partie de la chaîne, mais avec des puissances fort inégales.

Ces dolomies se distinguent aisément des calcaires du Lias par leur couleur, leur compacité, leur cassure conchoïdale. Elles sont quelquefois blanches, à peine nuancées de jaune ou de rose. Plus souvent, elles sont extérieurement recouvertes d'une patine brunâtre (couleur robe de capucin) ou jaunâtre (couleur nankin) : la cassure est blanche, jaune ou grise, toujours dans des tons très clairs. Le faciès *capucin* prédomine aux Petites-Rousses et sur les plateaux de l'Alpetta : le facies *nankin* est plus habituel dans la vallée du Flumet, aux cols du Sabot et du Couard, et sur la bordure Est des Rousses (vallée du Ferrand).

Aux Petites-Rousses, on voit parfois les dolomies à patine capucin passer à une sorte de brèche. Sur la patine brune qui recouvre la roche, des taches ovales ou rondes, de dimensions très variables, apparaissent, signalées par une nuance jaune plus claire. Ces taches correspondent évidemment à des grumeaux de composition différente. Toutefois, ces grumeaux ne sont pas visibles dans une cassure fraîche. Ce ne sont donc pas des galets arrachés à des bancs préexistants, mais de simples accidents de sédimentation.

La dolomie capucin des Petites-Rousses et de l'Alpetta renferme fréquemment des intercalations gréseuses, naturellement plus répétées et plus importantes vers la base de la formation. Ce sont des bancs d'un grès grossier, à peu près exclusivement quartzeux, peu cohérent, à surfaces très inégales. Ces bancs n'ont généralement qu'une très faible puissance (quelques décimètres); presque tou-

jours, ils sont lenticulaires. Quelques-uns contiennent des galets de dolomie. Les lentilles se prolongent dans la dolomie ambiante par des noyaux gréseux isolés. de sorte qu'il y a passage latéral du calcaire au grès. L'eau de pluie dissout le calcaire sans attaquer le grès, et donne ainsi naissance à des cavités de forme curieuse, soit dans les couches en place, soit dans les blocs éboulés.

Même quand ils ne contiennent pas de véritables lentilles sablonneuses, les dolomies triasiques, surtout celles à patines capucin, sont toujours très siliceuses. Les surfaces exposées aux agents atmosphériques présentent de loin en loin de petites aspérités quartzeuses, mises en relief par la dissolution du calcaire. Le microscope décèle la présence d'un certain nombre de galets de quartz, et, en outre, l'existence de plages quartzeuses, à contours nuageux, évidemment contemporaines de la sédimentation.

La dolomie capucin passe rarement à la cargneule. Celle-ci semble habituellement résulter de l'altération de calcaires magnésiens cloisonnés, blancs ou jaunes.

L'examen microscopique des calcaires triasiques est peu intéressant. On y voit, outre les grains de sable et les plages quartzeuses dont nous venons de parler, quelques grains d'ilménite, de magnétite ou de pyrite, et, souvent, d'assez nombreuses lamelles de mica blanc flotté. Le magma calcaire est confusément cristallisé, *sans traces d'organismes,* parfois tout-à-fait homogène, parfois chargé de grumeaux arrondis d'une dolomie plus compacte. Nulle part, nous n'avons observé de feldspaths.

L'analyse chimique révèle toujours une forte teneur en magnésie. Gueymard, qui, le premier, a montré la nature dolomitique des calcaires des Rousses, attribue cette richesse en magnésie à l'influence métamorphisante des terrains *plutoniques* [1]. Il est inutile de dire que cette interprétation ne peut plus être admise aujourd'hui. Les dolomies en question se sont déposées telles que nous les voyons.

La composition est d'ailleurs variable. Ainsi que Gueymard l'indique, la teneur en magnésie est parfois supérieure à celle qui correspond à la véritable dolomie [2] ($MgCO^3 + CaCO^3$). Souvent aussi elle est inférieure. La teneur en silice, dans les échantillons les moins siliceux en apparence, atteint encore 15 0/0 en moyenne. Le fer est en petite quantité dans les calcaires dolomitiques blancs ou jaunes : il remplace au contraire une notable proportion de la magnésie dans les dolomies à patine capucin, qui ont la composition de certains *spaths brunissants*.

En l'absence de tout débris organique, il est impossible de fixer d'une façon précise l'âge des dolomies des Grandes-Rousses. L'attribution au Muschelkalk nous paraît cependant la plus rationnelle. Si l'on étudie les divers affleurements du Trias entre l'Oisans et la Vanoise, d'une part, entre l'Oisans et le Briançon-

[1] Gueymard, *Statistique générale du département de l'Isère*, 1844, p. 270 et suiv.
[2] Composition de la dolomie : acide carbonique 47,70 ; chaux 30,36 ; magnésie 21,94.

nais, de l'autre, on ne peut s'empêcher d'assimiler les dolomies et calcaires dolomitiques que nous venons de décrire, aux couches, presque identiques de composition et de faciès, comprises entre les quartzites et les calcaires à *Gyroporellæ*. Dans sa récente note sur les Alpes de Savoie [1], M. Zaccagna, décrivant les calcaires dolomitiques à patine ocreuse, à cassure pseudorhomboédrique et de couleur grise, qui affleurent, à Pont-du-Roc, sur la rive droite de l'Arc, les assimile *aux calcaires de Villanova*, des Alpes-Maritimes, et déclare que l'on ne peut les rapporter, comme ces derniers, qu'à l'étage du Muschelkalk. Or les calcaires dolomitiques de Pont-du-Roc sont identiques à nos dolomies à patine capucin. Ils représentent l'équivalent des marbres phylliteux, des marbres blancs et des calcaires dolomitiques jaunes de la Vanoise, c'est-à-dire de l'ensemble que, dans notre *Etude sur la constitution géologique du massif de la Vanoise*, nous avons désigné comme muschelkalk inférieur.

On pourrait objecter [2] qu'il n'y a pas de preuve d'une lacune stratigraphique entre les dolomies des Grandes-Rousses et le Lias calcaire qui les surmonte immédiatement. Non-seulement la concordance est absolue entre Lias et Trias, mais les premiers dépôts du Lias, dans la région qui nous occupe, ne sont ni arénacés, ni bréchiformes. Comme il est bien difficile, d'autre part, de supposer que le dépôt des dolomies des Rousses a duré pendant les deux périodes réunies du Muschelkalk et du Keuper, l'objection précédente pourrait conduire à placer la lacune entre le dépôt des quartzites et celui des dolomies, et à rapporter ces dernières à tout ou partie de l'époque du Keuper.

Nous répondrons que l'absence, dans une région donnée, de dépôts arénacés ou bréchiformes entre deux formations calcaires ne prouve pas qu'il y ait eu continuité de sédimentation. Les lagunes où se déposaient les dolomies triasiques ont pu s'assécher graduellement, rester longtemps à sec, puis rentrer progressivement sous les eaux au début de l'époque du Lias, et ne recevoir, dans cette nouvelle phase de sédimentation, qu'un dépôt arénacé ou bréchiforme de peu d'épaisseur. Ce dépôt de faible puissance et de faible cohésion a pu ensuite être enlevé, sur toute l'étendue du massif des Rousses, par des courants côtiers analogues à ceux qui *décapent* aujourd'hui le fond de certains bras de mer. Il suffit que cette période de décapage ait été de peu de durée, et qu'après sa cessation, le niveau de la mer dans la région étant redevenu stable et les rivages étant d'ailleurs suffisamment éloignés, les conditions d'une sédimentation vaseuse et calcaire se soient trouvées réalisées. Le fait que, dans la région immédiatement voisine (Saint-Michel, La Grave), une notable partie du Sinémurien est à l'état de brèche (*brèche du Télégraphe*, de M. Kilian), et que cette brèche contient des débris de dolomies triasiques, ce fait, disons-nous, prouve que les rivages n'étaient point encore fixés à l'époque sinémurienne, et

[1] Zaccagna, *Riassunto di osservazioni geologiche fatte sul versante occidentale delle Alpi Graie*, Bolletino del R. comitato geologico. Série III, vol. III, 1892, page 185.

[2] Cette objection nous a été présentée par M. Kilian.

que des courants variables, dont quelques-uns fort intenses, se déplaçaient le long des côtes.

Nous admettrons donc que les dolomies triasiques des Rousses sont de l'âge du Muschelkalk, et qu'elles sont (par analogie avec ce que l'on observe dans les régions voisines) antérieures aux calcaires à *Gyroporellæ*. Cette opinion nous paraît être la plus rationnelle, jusqu'à découverte d'un argument paléontologique.

Là où manquent les quartzites et les poudingues, les dolomies reposent immédiatement sur les schistes archéens ou sur les strates houillères, souvent en complète discordance. La discordance avec l'Archéen est visible en de nombreux points du plateau de l'Alpetta, entre les Petites-Rousses et le col du Couard; celle avec le Houiller ne se voit bien qu'au sommet de la Croix-de-Cassini (2376^{m}), entre Le Freney et Sarenne. Partout où le Trias est fortement redressé, il y a concordance apparente (bord Est du massif, synclinal du Freney et du Château-Noir, synclinal du lac Blanc, petits synclinaux à l'Ouest des granges de la Balme).

Entre les châlets les plus élevés de l'Alpe d'Huez et le col du Couard, sur le long plateau de l'Alpetta, les dolomies apparaissent en nombreux lambeaux, généralement fort peu épais, traînant à la surface de l'Archéen granulitique. Ces dolomies sont ondulées parallèlement à la chaîne, et, presque toujours, les lambeaux conservés appartiennent aux fonds des synclinaux. Les ondulations ont déterminé, sur beaucoup de points, la forme topographique. Le plateau est composé d'une série de rides parallèles à la chaîne, généralement formées de granulite impure ou de gneiss, et séparées par des combes gazonnées au fond desquelles on aperçoit des témoins du manteau dolomitique. Des loques moins étendues de ce même manteau s'accrochent çà et là aux flancs des rides, se moulant sur les aspérités du terrain cristallin. Témoins et loques contrastent étrangement, par leur couleur rouillée, avec la teinte grise des roches archéennes et le vert intense des pâturages.

Dausse a décrit d'une façon vraiment magistrale ces ruines de la formation triasique. « En marchant vers le col du Couard, dit-il,[1] on rencontre bientôt, « vêtissant le fond primitif, une roche singulière. C'est un calcaire compact, « très dur, uni et éminemment conchoïde dans sa cassure, de couleur claire, « jaunâtre, et, à la surface, couleur de rouille. Les nombreux filons, veines et « nodules quartzeux qu'il renferme, forment saillie sur cette surface, qui est « d'ailleurs quelquefois profondément striée par l'action des eaux pluviales. « Cette roche forme divers lambeaux de peu d'épaisseur, pendant du pied du « grand escarpement vers les thalwegs, s'y réunissant, et les suivant dans leur « longueur qui a la direction de la chaîne. La nappe n'a partout qu'une faible « épaisseur assez uniforme, croissante pourtant un peu vers l'aval. Partout où « le contact est visible, elle se montre *moulée* sur le sol primitif. On la voit sou-

[1] Dausse, *loco citato*, p. 186.

« vent divisée en couches onduleuses comme la surface. Quelquefois, cette division est marquée par de minces lits de quartz ; d'autres fois, par le vide « qu'occupaient de semblables lits, détruits et entraînés par les eaux. Une « autre division plus commune a lieu normalement aux surfaces dans toutes « sortes de sens, mais surtout de l'Est à l'Ouest. Là où la surface forme mamelon, la division normale partage toute la nappe en prismes qu'on trouve parfois isolés, les uns à côté des autres, comme des pavés simplement juxtaposés : cela rappelle les prismes basaltiques. Çà et là, la roche est accompagnée de lambeaux de cargneule ».

4° **Cargneules, schistes satinés et gypse.** — De même que les cargneules du Muschelkalk inférieur de la Vanoise, les cargneules des Grandes-Rousses contiennent de nombreux débris de schistes satinés, gris, verts ou violets. Au microscope, outre ces débris de schistes, elles montrent des grumeaux ou grains arrondis de dolomie, jointifs, et adhérant entre eux sans interposition de ciment étranger ; quelques grains de quartz roulés ; quelques plages de quartz à contour irrégulier, contemporaines de la sédimentation ou même postérieures ; enfin quelques plages de calcaire. Ces cargneules résultent, pour la plupart, de l'altération, par les eaux infiltrées, de dolomies cloisonnées et grumeleuses, plus ou moins chargées de matériaux détritiques. Il est possible que certaines d'entre elles se soient déposées à peu près telles que nous les voyons aujourd'hui.

Quoi qu'il en soit, les cargneules passent latéralement aux dolomies : le fait n'est pas douteux. Les dolomies *cargneulisantes* sont surtout celles où l'altération superficielle montre une structure grumeleuse (brèche) ou cloisonnée. Les dolomies jaunes (pauvres en fer) passent aux cargneules plus fréquemment que celles à patine capucin.

Les cargneules ne semblent pas occuper un niveau spécial dans la formation triasique des Rousses. Elles manquent souvent, ou n'occupent qu'une fraction restreinte de la puissance totale de l'étage dolomitique. D'autres fois, le faciès cargneule envahit tout l'étage : c'est ce que l'on observe sur le bord Est du col du Sabot ; sur le bord Ouest du col du Couard ; à Arelaret ; au Nord du Grand Lac ; dans le ravin du Rieu-Blanc, sur le versant Ouest de la chaîne des Arènes ; enfin, au Château-Noir et dans le ravin du Cluy.

Le passage de la dolomie massive à la cargneule se fait quelquefois par le *calcaire en blocs bizarres* dont parle Dausse. « Dans la gorge du Flumay, dit cet « auteur.[1] la base du secondaire est un banc de calcaire en blocs, embrassant « un amas de beau gypse anhydrite, avec lequel il se mêle et s'enchevêtre en « quelque sorte. Ces blocs, souvent très gros, sont fort irréguliers et ne forment « nulle part une couche suivie. Ici, c'est un calcaire massif, semi-saccharoïde « ou saccharoïde, de couleur variable du noir au blanc, plus souvent rouillé, « cloisonné en tous sens par des filons de spath calcaire et quelquefois de

[1] Dausse, *loco citato*, p. 138.

« quartz ; ailleurs, ils semblent formés de fragments enveloppés d'une pâte de « même nature, mais sans consistance, ou terreuse, ces fragments et la pâte « étant toujours, en quelque sorte, spongieux, et, en un mot, à l'état dolomi- « tique jusqu'au cœur des plus gros blocs ». On ne saurait mieux décrire.

La teneur en magnésie des cargneules des Rousses est toujours voisine de celle de la dolomie véritable, abstraction faite des matières siliceuses. La proportion de silice peut dépasser 40 0/0.

On rencontre parfois, alternant avec les dolomies ou les cargneules, des schistes satinés en place. Ces schistes, gris, verts, roses ou violets, sont toujours peu développés dans le Trias des Rousses ; mais on sait quelle importance ils prennent dans le Muschelkalk de la Vanoise et dans celui du Briançonnais (Cucumelle). Les points du massif des Rousses où nous les connaissons sont le synclinal triasique du Château-Noir, principalement au col sis immédiatement au Nord du Château-Noir ; le bord Est du grand synclinal de Vaujany, sur le chemin du Bessey à l'Alpetta ; enfin le ravin de la Villette, près de Vaujany.

Au microscope, ces schistes montrent la plus grande analogie avec les schistes de Pralognan ou de Merlet (Vanoise). Dans un magma quartzo-sériciteux excessivement fin, dépourvu de calcaire, on voit de nombreux grains et bâtonnets d'ilménite, et quelques prismes très déliés de *tourmaline*, évidemment développés *in situ* comme la séricite. Cette tourmaline en fines aiguilles, qui est ainsi, du Briançonnais aux Rousses et des Rousses à la Vanoise, caractéristique des schistes du Trias, se reconnaît immédiatement à son polychroïsme et à sa biréfringence. On observe, çà et là, quelques galets de quartz, à bords nuageux, partiellement recristallisés.

Quant au gypse, il est rare dans le Trias des Grandes-Rousses. Nous ne le connaissons jusqu'ici qu'en cinq points, tous au voisinage de la montagne des Aiguillettes, qui sépare les cols du Sabot et du Couard. Sur le versant Sud du col du Sabot, il apparaît deux fois au milieu des cargneules, dans deux synclinaux différents [1]. Dans la gorge du Flumet, au pied de l'escarpement méridional des Aiguillettes, et dans le ravin de la Cochette, il se montre nettement stratifié et supporte en concordance les calcaires du Lias.

[1] Observation de M. Kilian.

CHAPITRE VII

LIAS

La formation jurassique des Grandes-Rousses appartient à peu près exclusivement à l'époque liasique. M. Kilian a cependant découvert dans la forêt d'Oz, à peu près dans l'axe du synclinal Allemont-Vaujany, les *calcaires à miches* qui semblent caractéristiques du Bajocien dauphinois.

Nous ne dirons que peu de choses sur ces terrains jurassiques, dont nous n'avons pas fait une étude spéciale. Ils présentent, à un très haut degré, le faciès d'eau relativement profonde désigné par M. Haug sous le nom de *faciès dauphinois*. Ce sont des dépôts vaseux, souvent très riches en argile, extrêmement pauvres en fossiles et ne contenant guère que des céphalopodes (bélemnites). Il n'est pas douteux que ces dépôts n'aient recouvert toute la chaîne des Rousses, de même que le massif tout entier du Pelvoux Sur toute la région de l'Oisans s'étendait un chenal profond dirigé sensiblement comme l'ancienne chaîne [1]. L'émersion graduelle d'une partie de l'Oisans ne s'est produite, selon toute vraisemblance, que dans les derniers temps du Jurassique.

La formation débute, au-dessus des dolomies, des cargneules ou des gypses du Trias, par des bancs d'un calcaire noir compacte, rude au toucher, épais seulement de quelques mètres. Puis viennent des calcaires compactes d'un noir bleuâtre, doux au toucher, bien lités, alternant avec de minces veines d'argile schisteuse noire. Ces calcaires ont plusieurs centaines de mètres (peut être même plus de mille mètres) d'épaisseur. C'est dans les bancs de la base que se rencontrent les bélemnites.

Vers la partie supérieure de ce complexe, les assises schisteuses deviennent peu à peu prépondérantes. On passe ainsi au Lias schisteux, formé de schistes noirs argileux, souvent sériciteux sur les plans de clivage, toujours très fissiles et très friables. C'est au-dessus de ces schistes, dont l'épaisseur ne semble pas dépasser cinq cents mètres, que viennent les *calcaires à miches* du Bajocien.

Les calcaires noirs de la base ont le faciès des calcaires de l'Hettangien et du Sinémurien du Pelvoux. Dans un éboulis provenant des calcaires compactes

[1] E. Haug, *Les chaînes subalpines entre Gap et Digne*, Bulletin des Services de la Carte géologique, t. III, n° 21, p. 51 et suiv.

d'un noir bleuâtre qui les surmontent immédiatement, sur le versant Sud du col du Couard, M. Kilian a trouvé, en notre présence, un exemplaire de *Pentacrinus tuberculatus*.

La plus grande partie du Lias calcaire à petites assises schisteuses doit appartenir au Charmouthien. On n'y a trouvé jusqu'ici, dans le massif des Rousses, que des bélemnites d'une détermination incertaine [1]. Quant au Lias schisteux, il doit être identique à celui des environs de La Grave, c'est-à-dire toarcien. Mais on ne saurait préciser davantage.

Le Lias exclusivement schisteux n'apparaît nettement qu'en un petit nombre de points, comme le ravin de la Villette de Vaujany, le synclinal Ouest du col du Sabot, la combe supérieure de la Valette. Presque partout, la formation jurassique des Grandes-Rousses est réduite aux calcaires inférieurs et aux calcaires alternant avec des schistes argileux noirs. Ces derniers calcaires forment presque exclusivement la chaîne des Arènes, la longue arête qui sépare les vallées du Ferrand et de la Valette, les montagnes entre Villard-Reculas et Auris, et enfin la montagne des Aiguillettes. Ils ont partout offert à l'érosion une proie facile. Ce sont eux qui forment les talus gazonnés ou boisés qui entourent le haut massif d'une verte ceinture. Mais, partout où la végétation a été détruite, les calcaires, profondément entamés par les eaux sauvages, et les torrents, dressent des escarpements en ruine, d'une couleur noire, qui contrastent étrangement avec les beaux rochers de l'Archéen ou du Houiller.

En plusieurs points du massif, des carrières d'ardoises sont ouvertes dans les calcaires à assises schisteuses. Le clivage ardoisier est souvent distinct de la stratification. Les seules exploitations un peu importantes sont celles des Sables et d'Oz, de part et d'autre d'Allemont et à faible distance.

La transformation en ardoises ou en schistes des marnes et des argiles est à peu près le seul phénomène de dynamo-métamorphisme que l'on puisse constater dans les sédiments jurassiques des Rousses. Au microscope, on n'aperçoit dans la matière vaseuse que bien peu d'éléments cristallisés, et la plupart sont nettement détritiques. On doit signaler pourtant la production, dans certaines argiles, de pholérite et de séricite, extrêmement courtes. L'existence de la séricite, dont la production exige la présence de notables quantités de potasse, est particulièrement intéressante.

[1] Surtout abondantes entre le Vernay et Villard-Reculas (Gueymard). On peut également en récolter beaucoup au voisinage du point 2857 de la chaîne des Arènes.

DEUXIÈME PARTIE

MONOGRAPHIES LOCALES & TECTONIQUE DE LA CHAINE

Nous décrirons successivement les régions les plus curieuses du massif des Grandes-Rousses, en insistant sur l'allure des plis, et en cherchant à établir leur continuité d'un bout à l'autre de la chaîne. La lecture de cette deuxième partie sera grandement facilitée par l'examen de la carte et des planches de coupes annexées à notre étude.

Un dernier chapitre sera consacré à l'exposé de la tectonique générale de la région.

CHAPITRE PREMIER

DU COL DE LA CROIX-DE-FER AU GLACIER DE St-SORLIN[1]

A leur extrémité Nord, les Grandes-Rousses se réduisent à deux anticlinaux progressivement amincis et plongeant graduellement sous le manteau de couches secondaires qui a recouvert toute la région. L'un de ces anticlinaux, prolongement direct de l'arête des Grandes-Rousses, est formé de schistes archéens ; l'autre, prolongement de la bande houillère orientale, est composé à peu près exclusivement d'orthophyres et de conglomérats et tufs orthophyriques. Le premier se termine à l'Eau d'Olle, près d'Arclaret. Le second est coupé normalement par l'étroite cluse qui est la vallée supérieure de l'Eau-d'Olle et qui se continue par le col de la Croix-de-Fer. Au Nord du col de la Croix-de-Fer, la formation orthophyrique affleure encore sur une longueur de 1,500 mètres ; puis elle se cache sous les cargneules du Trias, à peu de distance à l'Ouest de la Croix-de-l'Ouillon. Ces deux anticlinaux sont séparés par un long synclinal, qui correspond à la curieuse dépression où gisent le Grand Lac, le lac Blanc et le lac Tournant, et qui se perd sous le glacier de Saint-Sorlin, probablement au voisinage du col des Quirlies. Ce synclinal est, à son tour, accidenté de quelques plissements locaux assez énergiques, qui ramènent momentanément, au milieu des cargneules, les schistes houillers et les tufs orthophyriques.

A l'Ouest de l'anticlinal archéen, le synclinal de Vaujany, dans lequel s'épanouit la combe d'Olle, a une largeur comprise entre 1,200 et 2,000 mètres. A Montfroid, près de l'embouchure du Nant-de-Bramant, les marnes du Lias sont séparées des micaschistes par un banc peu épais de cargneules. On peut suivre ces cargneules, ou les dolomies qui les remplacent, tout le long du petit ravin qui marque, jusqu'au pied de la Croix-de-Pichoux (2566), la limite de l'Archéen et du Secondaire. La puissance de cette bande triasique est généralement inférieure à 100 mètres Au-delà de la Croix-de-Pichoux, dans le cirque supérieur du torrent de Pionard, la limite disparaît momentanément sous les éboulis de l'arête cristalline. Quand le Trias reparaît, sur l'arête 2342-2627, il se présente avec un développement beaucoup plus considérable : les dolomies

[1] Consulter les coupes 1, 2 et 3, Pl. I et II.

blanches et grises et les cargneules s'empilent les unes sur les autres, et la puissance totale est d'environ 300 mètres.

Tout le long de cette bordure, depuis Arclaret jusqu'au ravin de la Cochette, il y a apparence de concordance absolue entre le Trias et les terrains anciens. A Montfroid, les schistes archéens sont verticaux, verticales aussi les dolomies et les marnes du Lias. Il en est ainsi jusqu'à la Croix de-Pichoux. Puis le contact se couche peu à peu vers l'Ouest, l'Archéen, et, plus tard, le Houiller, se renversant sur le Trias et le Lias. Aux environs de l'arête 2342-2627, et jusque vers le col du Couard, les marnes du Lias plongent sous les dolomies, celles-ci sous les schistes houillers, ceux-ci, à leur tour, sous les micaschistes, le pendage général étant de 40 à 60° vers l'Est.

Quand on s'éloigne de la bordure en question, en pénétrant dans l'intérieur du synclinal de Vaujany, on voit qu'il est formé de calcaires marneux du Lias, souvent ardoisiers. alternant avec des schistes argileux, les marnes et les argiles ayant la même couleur et le même clivage luisant. Les assises sont toujours très redressées, et même, le plus souvent, verticales. Sur la rive gauche de l'Eau d'Olle, d'après Dausse [1], on voit « l'ardoise monter vers les Rousses. » En réalité, le pendage est tantôt dans un sens, tantôt dans l'autre ; il s'abaisse rarement au-dessous de 60°. Sur le bord Ouest du synclinal, au pied du massif des Sept-Laux, le contact est presque partout vertical : le Trias y manque généralement, supprimé sans doute par le laminage consécutif au brusque redressement des assises. Dans le ravin de la Cochette, qui offre une coupe complète du synclinal, les couches du Lias sont verticales sur les deux tiers de la largeur de la bande. Ce n'est qu'en approchant de la limite Est qu'elles se couchent peu à peu, comme nous l'avons dit plus haut, sous l'anticlinal des Rousses.

Il est évident que cette concordance du Secondaire et de l'Archéen n'est qu'apparente. Si l'on pouvait ouvrir une tranchée, à travers les marnes du col du Glandon, jusqu'au micaschiste sous-jacent, la discordance apparaîtrait nettement au passage de l'anticlinal. Aux Ribauds, sur la rive droite de l'Eau-d'Olle, les strates du Lias sont faiblement inclinées ; elles forment la clef de la voûte. Nul doute que ces strates, à peu près horizontales, n'aient pour substratum des micaschistes verticaux.

L'axe du synclinal de Vaujany est dirigé Nord-Nord-Est. Au col du Glandon, la direction tourne même vers Nord-40°-Est. Or. depuis le massif de la Cochette jusqu'aux Ribauds, sur une longueur d'au moins quatre kilomètres, les schistes archéens verticaux de l'anticlinal des Rousses sont dirigés exactement vers le Nord. L'axe du pli hercynien des Rousses fait donc, avec celui du pli alpin de la combe d'Olle, un angle d'environ 20°. D'après M. Offret, le même écart se retrouve de l'autre côté du col du Glandon, et il n'est pas douteux que les schistes archéens de Montfroid ne se prolongent par ceux de la rive gauche du torrent des Villards, le terrain houiller de Saint-Colomban étant de même le prolongement de la bande houillère du glacier de Saint-Sorlin. Nous verrons

[1] Dausse, *loco citato*, p. 181.

tout à l'heure, en étudiant le synclinal du lac Tournant, de nouvelles preuves de cette obliquité de direction des deux plissements successifs.

Cette extrémité septentrionale de l'arête cristalline des Rousses est d'une grande monotonie. Monotone est le paysage : des roches grisâtres moutonnées, séparées par des combes herbeuses où les tourbières et les marécages font çà et là des taches d'un vert intense ; aucun rocher majestueux ; partout l'aspect d'une montagne vieillie, usée et nivelée par une érosion cent fois séculaire. Monotone est l'aspect des roches : schistes satinés, verts ou gris, plus rarement noirâtres, fissiles et friables, toujours verticaux, prenant, à la surface des roches polies et moutonnées par l'action des glaciers, la teinte blanche ou jaune clair de gneiss granulitiques. En fait, les bancs feldspathisés sont extrêmement rares au Nord de la cime cotée 2911. Au Sud de cette cime, dans le massif de la Cochette, la granulitisation fait au contraire des progrès rapides.

C'est ici le lieu de dire un mot du petit lambeau houiller de la Demoiselle, signalé pour la première fois par Gueymard. Ce lambeau s'observe bien sur l'arête 2342-2627 et dans les ravins, situés immédiatement au Sud de cette arête, qui aboutissent au torrent de la Cochette. Sous les schistes archéens gris et verts du point 2627 plongent des schistes noirs et des grès fins, entremêlés d'assises sériciteuses fort semblables à celles de l'Archéen. Le plongement est de 40 à 60° vers l'Est, et les dépôts houillers sont eux-mêmes renversés sur les dolomies du Trias. C'est près du contact avec les dolomies que l'on a fait autrefois de petites recherches aux affleurements d'un banc de schistes charbonneux. La « mine de la Cochette » n'a jamais produit que des quantités insignifiantes d'un mauvais combustible. On peut suivre le lambeau houiller sur une longueur d'environ 1000 mètres : malheureusement la grande similitude de faciès des schistes houillers et des schistes archéens rend la délimitation fort difficile. Au Nord des grands éboulis du cirque de Pionard, le Houiller ne reparaît plus entre le Trias et le Micaschiste. Il est probable qu'il faut voir là un effet de la divergence des plis alpins et des plis hercyniens : le synclinal houiller de la Demoiselle passe vraisemblablement en dessous de la combe d'Olle, et c'est au Nord du col du Glandon, dans le massif de Sambuis, que l'on pourra sans doute un jour retrouver sa trace.

Ce nom de « la Demoiselle » est appliqué depuis un temps très reculé à une mine de cuivre et d'or (cuivre gris aurifère) située dans l'Archéen, au voisinage du col du Couard (appelé autrefois col de la Cochette). Les montagnards de Vaujany ont actuellement perdu jusqu'au souvenir de cette mine, jadis réputée comme très riche [1]. Au Sud du col du Couard, les gneiss granulitiques sont coupés d'un assez grand nombre de filons quartzeux, dirigés Nord-Ouest ou même Est-Ouest : plusieurs ont été attaqués aux affleurements, où l'on trouve des pyrites cuivreuses et plus rarement du cuivre gris. D'autres filons quartzeux, presque toujours stériles, affleurent, avec la même direction, près de la Croix-de-Pichoux. Quelques-uns contiennent beaucoup de sidérose.

[1] Héricart de Thury, *Journal des Mines*, 2e semestre de 1806, p. 116.

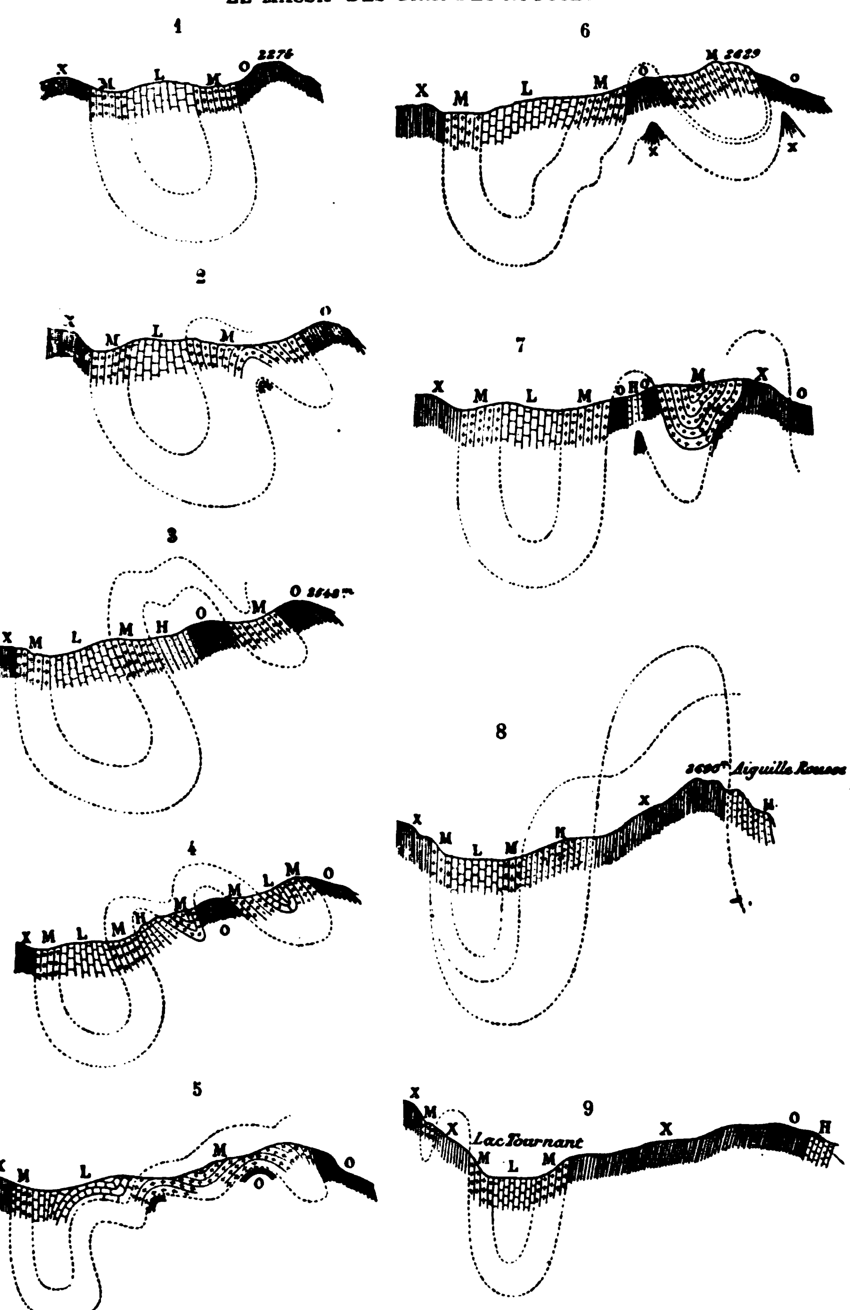


Fig. 2 — Profils successifs en travers du synclinal du lac Tournant.
(*Les profils sont numérotés en allant du Nord au Sud*).

Légende des coupes générales :
- X Archéen
- H Houiller
- O Orthophyres et tufs orthophyriques.
- M Dolomies et cargneules.
- L Lias

A l'Est de l'anticlinal des Grandes-Rousses s'ouvre brusquement, du glacier de Saint-Sorlin à la vallée de l'Eau-d'Olle, un remarquable synclinal, celui que nous avons déjà désigné sous le nom de « synclinal du lac Tournant. » C'est une bande de terrains secondaires, Trias et Lias, large de 100 à 800 mètres, profondément encaissée dans les micaschistes, ou entre ceux-ci et les orthophyres. Le bord Ouest est redressé jusqu'à la verticale : le bord Est est vertical aussi dans la région des lacs ; entre le Grand-Lac et l'Eau-d'Olle, il est renversé, le Secondaire plongeant de 80 à 30° vers l'Est, sous les orthophyres de l'arête 2548-2274.

Du glacier de Saint-Sorlin à la pointe Nord du Grand Lac, le synclinal est très resserré (200 mètres de largeur moyenne) et toutes les couches y sont verticales. Au-delà du Grand Lac, sur le plateau où les eaux se partagent entre la gorge de Bramant et les multiples ravins des Ribauds, le synclinal s'accidente, et, dans la bande triasique orientale, on voit apparaître un anticlinal secondaire, ramenant les tufs orthophyriques et les schistes houillers au milieu du Trias.

La coupe n° 2 (Planche I) donne le détail de cette accidentation. Le pic coté 2548 est formé d'orthophyres massifs plongeant très fortement vers l'Est. A quelques décamètres plus au Sud, les cargneules arrivent sur la crête et s'y maintiennent jusqu'au-delà du point 2629 : la limite entre elles et les orthophyres reste à faible distance de l'arête, sur le versant Est ; cette limite est toujours renversée, l'angle avec l'horizon pouvant descendre à 30°. Tout près de l'arête, on voit un peu de Lias apparaître au milieu des cargneules.

Quand on descend du point 2548 dans la direction de l'Ouest, après avoir traversé ces cargneules et le petit lambeau de Lias qu'elles enclavent, on arrive bientôt à une barre rocheuse, parallèle à l'arête. Cette barre est formée de tufs orthophyriques, alternant avec des conglomérats et plongeant de 30° vers l'Est, c'est-à dire sous les cargneules que l'on vient de traverser. Ce mur de roches verdâtres se distingue de très loin au milieu des affleurements jaunes de la cargneule : on peut le suivre sur plus d'un kilomètre de longueur. Si on le traverse près de son extrémité Nord, au Nord-Ouest du point 2548, on voit les tufs orthophyriques reposer sur des schistes et grès houillers qui reposent eux-mêmes sur d'autres cargneules. L'épaisseur totale de l'anticlinal houiller peut atteindre 300 mètres.

Mais si l'on traverse la barre de tufs orthophyriques à l'Ouest du point 2548, on observe qu'elle n'a qu'une faible épaisseur (100 m. environ). En dessous, et plongeant toujours de 30 à 40° vers l'Est, viennent des grès brunâtres et des quartzites en plaquettes, puis des cargneules, et enfin des schistes houillers de couleur noire qui se rattachent à ceux dont nous avons parlé au paragraphe précédent. L'anticlinal houiller est donc accidenté à son tour d'un synclinal secondaire.

Au-dessous des schistes noirs du Houiller reparaissent les cargneules avec une épaisseur assez grande (100 m. au moins). Puis on traverse une bande de calcaires et marnes du Lias, d'un noir bleuâtre, épaisse de 150 à 200 mètres.

Sur le bord Est de cette bande, les marnes plongent de 40 à 60° sous les cargneules ; mais, quand on marche vers l'Ouest, on voit les assises se redresser peu à peu jusqu'à la verticale. Enfin, entre les calcaires verticaux et les micaschistes également verticaux, vient une dernière bande de cargneules, large d'environ 80 mètres.

Dans le prolongement vers le Sud du petit synclinal secondaire renversé sous la barre de tufs orthophyriques, on voit apparaître les calcaires du Lias, d'abord très réduits, puis prenant peu à peu une très grande puissance et se soudant finalement à la bande liasique de l'Ouest. Quant à la barre de tufs orthophyriques, elle finit bien avant le Grand-Lac, submergée par les cargneules. Mais si l'on remonte un peu vers le point 2629, on voit apparaître, tout près de ce sommet, et au milieu des cargneules, un nouvel anticlinal houiller (schistes et tufs orthophyriques) qui marche vers le lac.

La bande de cargneules du point 2629 descend de ce sommet dans la direction du Sud, affleure au col qui s'ouvre immédiatement à l'Est de l'extrémité septentrionale du Grand-Lac, et vient finir en pointe, sur la rive droite du lac, entre les micaschistes qui forment la cime 2690 et l'anticlinal houiller dont il vient d'être question. Cette apparition des micaschistes sur le bord Est du synclinal commence sur le versant Sud-Est du sommet 2629 : l'Archéen se termine en coin entre les orthophyres massifs et les cargneules. La limite de l'Archéen et des orthophyres est Nord-Sud ou Nord un peu Ouest : elle est légèrement oblique sur l'axe du synclinal triasique.

Les neuf coupes de la figure 2 montrent la variation continue du profil transversal du synclinal du lac Tournant. Le profil 1 est pris non loin de l'Eau-d'Olle, à peu de distance des Ribauds : sur plus d'un kilomètre de longueur, on ne voit pas autre chose qu'une bande de cargneules. Peu à peu (profils 2 et 3), l'anticlinal secondaire se forme dans la bande triasique de l'Est. Les tufs orthophyriques et le Houiller apparaissent, bientôt séparés eux-mêmes par un repli local qui ramène les cargneules et les quartzites du Trias (profil 4), et un peu plus loin le Lias (profil 5). A la hauteur du sommet 2629, un nouvel anticlinal de tufs orthophyriques prend naissance à l'Est du premier, celui-ci étant dorénavant caché sous le manteau liasique (profils 5 et 6). Cette nouvelle bande de tufs orthophyriques passe graduellement à une bande de schistes et grès houillers que l'on observe jusqu'au Sud du lac Blanc : sur le bord oriental de cette bande, le Trias disparaît très vite et l'on voit apparaître les micaschistes, puis les gneiss granulitiques de l'Aiguille-Rousse. La bande de Trias et de Lias, désormais très restreinte et formée de couches verticales, a déterminé le fossé étroit et profond, longtemps occupé par une branche du glacier de Saint-Sorlin, où les quatre lacs étalent leurs eaux grises.

En remontant cette étroite combe, on a devant soi les pentes supérieures du beau glacier de Saint-Sorlin, la cîme du Grand-Sauvage, quelquefois aussi le dôme étincelant de l'Étendard : au premier plan, l'aiguille cotée 2988 dresse sa fière pyramide, composée de schistes granulitiques rougeâtres ; à gauche, l'Aiguille-Rousse (2690) domine de ses escarpements les bords désolés du Grand-

Lac. Si les lointains sont grandioses et splendides, le paysage immédiat est d'une tristesse extrême. Les lacs, que séparent les uns des autres des seuils encombrés de moraines, n'ont que des eaux vaseuses, incapables de refléter le bleu du ciel.

Plus on s'avance vers le Sud, et plus la grande bande houillère du glacier de Saint-Sorlin s'éloigne du synclinal triasique (profils 7, 8 et 9). A la hauteur du lac Tournant, il faut traverser de 5 à 700 mètres de schistes archéens plus ou moins granulitiques avant d'arriver au Houiller, qui débute tantôt par des grès et des poudingues, tantôt par des conglomérats orthophyriques, ou même, près du point 2672 [1], par une nappe peu épaisse d'orthophyre massif. Si, comme c'est infiniment probable, le synclinal de Trias et de Lias se poursuit, par dessous les glaces, jusqu'au col des Quirlies (la moraine frontale du glacier de St-Sorlin contient d'assez nombreux blocs de dolomies blanches ou rousses), la distance entre le synclinal et le bord Ouest de la grande bande houillère atteint un kilomètre à la hauteur de l'Étendard. Le synclinal du lac Tournant qui, vers la combe d'Olle, coïncide à peu près avec le bord Ouest du synclinal houiller, s'écarte donc peu à peu de ce bord pour pénétrer en plein Archéen. La petite bande houillère que nous avons signalée près du Grand Lac, sur les pentes Sud-Ouest du sommet 2629, ne se prolonge pas beaucoup vers le Sud. On l'observe encore sur la rive droite du lac (profil 8) et jusqu'à l'extrémité Sud du lac Blanc : là, au milieu des moraines, on voit affleurer des schistes noirs, indubitablement houillers, plongeant à l'Est de 45° environ. Le recouvrement glaciaire ne permet pas de voir comment ce lambeau houiller se termine. Il n'est guère douteux qu'il ne marche parallèlement au grand synclinal houiller, et qu'il n'y ait, par conséquent, un pli hercynien épousé momentanément par un pli alpin, puis bientôt quitté par ce dernier. En tout cas, les directions des plissements alpin et hercynien ne sont pas rigoureusement parallèles.

Nous avons vu que, de la combe d'Olle au Grand-Lac, le Trias était à peu près exclusivement représenté par des cargneules. A partir du Grand-Lac, ce sont les dolomies blanches ou rousses qui prennent la prépondérance. Entre le lac Tournant et le glacier de Saint-Sorlin, les cargneules reparaissent, associées aux dolomies. Quant au Lias, il est toujours à l'état de calcaires marneux d'un bleu noir, alternant avec des schistes ardoisiers. Le faciès habituel est celui du Charmouthien de la région.

Sur la rive gauche du lac Tournant, on voit en plusieurs points, pincés au milieu des chloritoschistes verticaux, de petits lambeaux de dolomies triasiques. Appartiennent-ils à un autre synclinal ayant une individualité distincte, ou sont-ils dûs simplement à un crochet, à un zig-zag du synclinal principal ? La question est malaisée à trancher. Nous penchons cependant vers la première hypothèse.

[1] Ce point est marqué sur la carte d'Etat-Major 2972. Mais il y a là une faute d'impression évidente. L'Aiguille-Rousse (2690) est indubitablement le plus haut sommet de la crête qui court du glacier de Saint-Sorlin au col de la Croix-de-Fer.

Il ne nous reste plus à décrire que la large bande houillère des Granges de la Balme.

Ainsi que nous l'avons dit dans la première partie de notre étude, cette bande houillère est surtout formée de coulées d'orthophyres, de couches cinéritiques, de conglomérats orthophyriques, et, seulement pour une part beaucoup plus restreinte, de grès et de schistes. Au col de la Croix-de-Fer, la largeur de la bande houillère, entre les deux synclinaux liasiques, est de deux kilomètres, dont 1500 mètres environ d'orthophyres francs, et 500 mètres de tufs et de conglomérats. On peut déduire de là, avec une assez grande approximation la largeur totale du synclinal houiller, dont les deux bords sont ici cachés par le Trias et le Lias. Le bord Ouest doit couper l'Eau-d'Olle à peu près sur l'axe du synclinal du lac Tournant. Le bord Est, que nous signalerons plus loin au pied des Arênes, doit passer à peu près sous Pierre-Aiguë. C'est donc environ un kilomètre qu'il conviendrait d'ajouter à la traversée horizontale de la formation houillère. En tenant compte de l'inclinaison des bancs vers l'Est, on peut ainsi évaluer à 2500 mètres, au minimum, l'épaisseur véritable, comptée normalement aux assises. Nous verrons plus loin que le terrain houiller est, selon toute vraisemblance, replié deux fois sur lui-même en forme d'un M renversé. Mais ces plis sont certainement très serrés les uns contre les autres, et il y a tout lieu de croire que le synclinal bordier, situé à l'Ouest, n'a pas plus de largeur que le synclinal triasique qui lui est superposé. En tenant compte de ces diverses considérations, on est conduit à admettre que la puissance réelle de la formation orthophyrique dans la région de la Croix-de-Fer est d'au moins mille mètres. Sous cette formation orthophyrique, qui est seule à affleurer ici, il est probable qu'il y a encore un millier de mètres de grès, de schistes et de poudingues.

Les pâturages du Banc et de la Balme s'étendent sur une pente douce, souvent encombrée d'éboulis, dominée par l'arête rocheuse 2548-2274. Le fond de la combe est occupé par la moraine provenant de l'ancien glacier de Saint-Sorlin. Dans le thalweg même qui descend vers Pierre-Aiguë, on voit en quelques points apparaître une mince bande de cargneules, séparée des conglomérats orthophyriques par une faible épaisseur de quartzites. Ceux-ci nous ont été signalés par M. Révil. Sur la rive droite de la combe, le Lias commence bientôt et constitue toute la montagne 2193-2255. L'inclinaison du Trias et du Lias est vers l'Est, comme celles des nappes orthophyriques et des conglomérats, mais elle semble moindre. De Pierre-Aiguë au point 2857 des Arènes, le pendage moyen du Lias ne semble pas dépasser 45°, tandis que, dans la bande houillère, la moyenne de l'inclinaison atteint certainement 70°.

Sur le bord Est de la bande houillère, on constate encore cette obliquité de direction du plissement alpin et du plissement hercynien, que nous avons signalée sur le bord Ouest. De Pierre-Aiguë à la Romanche, le bord de la bande secondaire touche tantôt au Houiller, tantôt à l'Archéen. Elle correspond souvent à des plis multiples très aigus et très serrés, qui ont pris naissance sur le bord d'un synclinal hercynien, mais dont les axes chevauchent légèrement sur ce bord. Au contact même, la concordance semble toujours rigoureuse.

Considérée comme pli alpin, la bande houillère des granges de la Balme est un anticlinal légèrement penché vers l'Ouest. L'axe de cet anticlinal coïncide à peu près avec l'axe de la bande houillère, c'est-à-dire avec l'axe d'un synclinal hercynien. Ici, comme dans la grande bande houillère que Lory a appelée *la troisième zone alpine*, l'effet du plissement postérieur au Houiller a donc été le resserrement des synclinaux au point d'y faire surgir des plis multiples, le pli médian étant généralement un anticlinal très prononcé.

Jusqu'aux ravins descendus de l'Aiguille-Rousse (2690), les roches éruptives gardent la prépondérance : les conglomérats verticaux qui portent les châlets supérieurs de la Balme sont eux-mêmes remplis de galets d'orthophyres, et, de ces châlets jusqu'à la crête, la plupart des bancs sont formés de laves massives. Nulle part les coulées ne sont plus compactes et plus homogènes qu'au voisinage immédiat de l'arête 2629-2548.

Mais, dès que l'on a dépassé les premiers ravins, un complexe puissant de grès, de poudingues et de schistes remplace les orthophyres dans toute la moitié occidentale de la bande houillère. Sur le bord Ouest de cette bande, les orthophyres n'apparaissent plus que sporadiquement et en coulées peu épaisses. Sur la rive droite de l'un des ravins descendus de l'Aiguille-Rousse, dans des schistes noirs dirigés Nord-20°-Est et plongeant à l'Est de 70°, on a pratiqué récemment de petites recherches d'anthracite. Ces recherches, qui n'ont pas abouti, ont donné quelques empreintes végétales, dont l'étude vient d'être reprise par M. Révil.

Ainsi que nous l'avons dit plus haut, en traitant de la distribution des orthophyres, on ne peut savoir d'une façon certaine s'il y a passage latéral des coulées éruptives aux dépôts sédimentaires, ou si ces derniers forment dans les premières un anticlinal ou un synclinal. L'abondance des éboulis ne permet pas de suivre les bancs en direction, à travers les ravins. Nous inclinons cependant à croire que les poudingues, les grès et les schistes représentent la partie profonde du terrain houiller et qu'ils forment un anticlinal au milieu des orthophyres plus récents. Cette manière de voir se fonde sur ce que les poudingues en question ne renferment pas de galets d'orthophyre, sur ce que, à l'Est du lac Blanc, ils se raplanissent localement en formant une sorte de dôme, enfin sur l'existence indubitable d'un anticlinal analogue dans le cirque du Grand-Sauvage. Nous verrons plus loin que l'anticlinal du cirque du Grand-Sauvage est séparé de l'Archéen, à l'Ouest, par une faille qui correspond à un synclinal écrasé. La petite bande orthophyrique qui jalonne, au voisinage du lac Tournant, le bord Ouest du Houiller, correspondrait au même synclinal encore très aminci. Au Nord-Est de l'Aiguille-Rousse, l'anticlinal de poudingues, grès et schistes plongerait graduellement et disparaitrait ainsi peu à peu sous les formations éruptives.

La moitié orientale de la bande houillère est à peu près exclusivement formée d'orthophyre, de tufs et de conglomérats orthophyriques, jusqu'en face du point 2289 de la chaîne des Arênes. Plus au Sud, les coulées s'amincissent et s'espacent, séparées par des poudingues à très gros blocs. Près du front du glacier de Saint Sorlin, on peut traverser toute la bande houillère, large de quinze cents mètres, sans recouper au total plus de deux ou trois cents mètres

de formations éruptives. Au pied du point 2788, les gneiss granulitiques affleurent, dans le ravin parallèle au bord Est du glacier, entre le Houiller et le Lias. Les dépôts qui touchent immédiatement à ces gneiss et qui forment, selon toute probabilité, la base du Houiller, sont des poudingues à ciment gris et à gros blocs de granulite, poudingues dans lesquels nous n'avons pas trouvé de galets d'orthophyre. Ces poudingues s'observent jusqu'au voisinage du point 2857. Là ils font place peu à peu à des grès fins, bien lités, qui constituent toute la crête jusqu'au glacier des Quirlies.

Le sommet coté 2857 offre de curieuses anomalies stratigraphiques. Il est formé de schistes ardoisiers du Lias reposant sur le Houiller, avec ou sans intermédiaire de Trias. Au milieu de ces schistes du Lias, trois *klippes* apparaissent, trois anticlinaux aigus formés de gneiss granulitiques (voir coupe 5, Pl. III). La coupe est la suivante, quand on part du col sis immédiatement au Sud du point 2857, et qu'on marche au Nord :

Au col même, grès houiller ocreux, en couches verticales dirigées Nord-Ouest ;

Dolomies blanches ou roussâtres, puissantes de 2 m. seulement ;

Calcaire bleu noir en plaquettes *avec bélemnites* (Charmouthien), 100 m. d'épaisseur ;

Schistes ardoisiers noirs (20 m.);

Première *klippe*, gneiss granulitique en couches verticales, normales à la direction de l'arête, épaisseur 8 m. ;

Schistes ardoisiers noirs (20 m.) : ces schistes, d'abord Nord-Ouest se recourbent peu à peu vers le Nord et s'en vont former le sommet 2857 ;

Deuxième *klippe*, gneiss vertical, 8 m d'épaisseur ; ce nouvel anticlinal n'atteint pas l'arête ;

Nouveaux schistes ardoisiers noirs.

Quand on descend vers la combe de la Valette, on voit la première klippe se fermer tout de suite au milieu des schistes du Lias. Le deuxième anticlinal se poursuit quelque temps dans la direction du Sud, puis disparait à son tour. On voit alors apparaître une troisième klippe, un troisième anticlinal plus épais que les précédents. Il suit le ravin qui descend du dôme arrondi situé au Sud-Est du point 2857, se contourne de façon à traverser normalement le ruisseau du Grand-Sauvage, puis s'en va finir en pointe au milieu des schistes noirs du col du Fond-du-Ferrand. L'épaisseur de la bande gneissique atteint rapidement cent mètres, garde longtemps cette valeur, se renfle jusqu'à trois cents mètres sous la cascade du ruisseau du Grand-Sauvage, et diminue ensuite très vite jusqu'à zéro. Une bande continue de schistes noirs, très fissiles, *à faciès toarcien*, sépare constamment cet anticlinal de gneiss granulitiques de la zone, également très continue, des calcaires à bélemnites. Celle-ci touche immédiatement au Houiller, sans aucune interposition de Trias, dans toute la traversée de la combe de la Valette. Ce n'est que plus au Sud, dans la vallée du Ferrand, que reparaissent les dolomies triasiques. La figure 3, composée de divers profils numérotés du Nord au Sud, résume cette description.

Quand on monte de la combe de la Valette dans le cirque du Grand-Sauvage, on voit les grès et schistes houillers, d'abord verticaux au contact du Lias, se recourber graduellement en anticlinal. L'axe de cet anticlinal passe à peu près sous les petits lacs : sur les bords de ces flaques d'eau verte affleurent, en bancs presque horizontaux, des poudingues à blocs gigantesques. En escaladant les

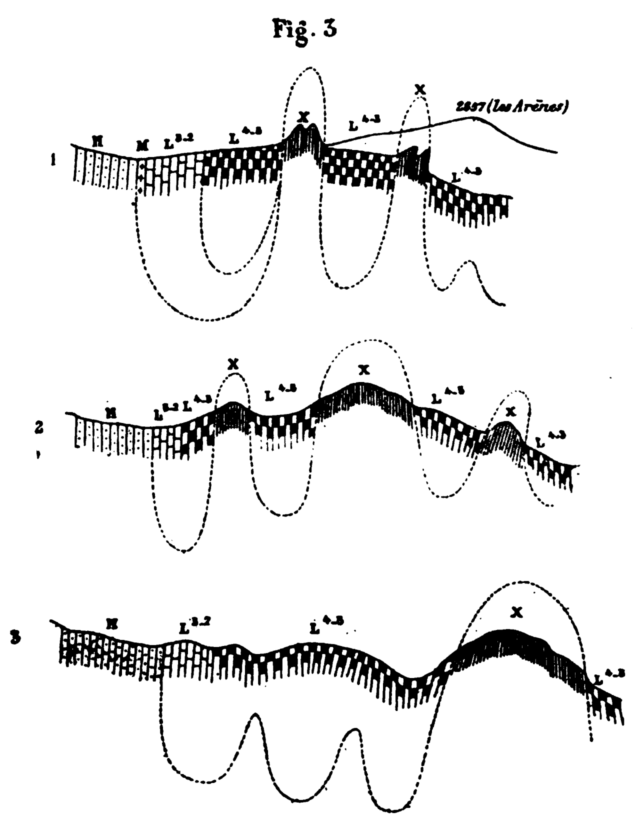


Fig. 8. — Profils successifs en travers des plis multiples de la haute combe de la Valette.

Légende : X Gneiss granulitiques archéens.
H Houiller.
M Dolomies du Trias.
L^{3-2} Charmouthien inférieur (calc. à bélemnites).
L^{4-3} Charmouthien supérieur et Toarcien (schistes noirs).

escarpements qui forment le fond du cirque, on voit reposer sur ces poudingues des poudingues plus fins, puis des grès et des schistes. L'arête qui limite à l'Est le plateau supérieur du glacier de Saint-Sorlin est faite de grès fins plongeant faiblement vers le Nord-Ouest. Au petit col neigeux où passe la limite du Houiller et de l'Archéen, sous la cîme même du Grand-Sauvage, les bancs de

grès, presque horizontaux ou faiblement inclinés vers l'Ouest, butent contre les gneiss granulitiques verticaux.

La figure 4 représente cette disposition. C'est à peu près la vue que l'on a devant les yeux, lorsque, escaladant la muraille rocheuse qui domine les lacs, on se retourne du côté du Grand-Sauvage et du col du Fond-du-Ferrand. La coupe n° 6 de la Planche III montre la même butée des strates houillères contre les gneiss verticaux, mais vue du glacier des Quirlies. C'est sur ce dernier versant, celui du Sud, que la faille, ou mieux le pli-faille, apparaît le plus nettement. Tout le couloir neigeux qui remonte au petit col est creusé dans des grès houillers peu inclinés, plongeant le plus souvent vers le Grand-Sauvage. Immé-

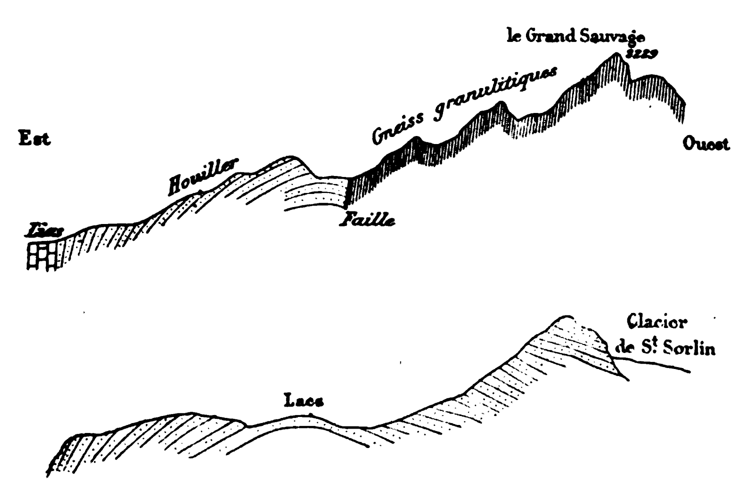


Fig. 4. — Coupes Est-Ouest à travers le cirque supérieur du Grand-Sauvage.

diatement à l'Ouest du couloir, les gneiss dressent leurs assises verticales ; ce contact anormal peut se suivre sur toute la hauteur de la pente de neige, c'est-à-dire sur trois cents mètres au moins. C'est un plan sensiblement vertical.

Nous arrivons ainsi à cette constatation très importante que la bande houillère située à l'Est des Grandes-Rousses n'est pas un pli synclinal unique et régulier encaissé dans l'Archéen. Le Houiller n'y affecte pas simplement la forme d'une cuvette à bords resserrés ; il y est reployé sur lui-même. Dans la région du Grand-Sauvage, et probablement aussi sous le glacier de Saint-Sorlin et sous les pâturages de la Balme, l'axe de la bande houillère correspond sensiblement à l'axe d'un anticlinal. Au Grand-Sauvage, cet anticlinal très élargi occupe à peu près toute la largeur de la bande, et les synclinaux qui le séparent de l'Archéen sont écrasés, au point d'être localement supprimés et remplacés par une faille. En avançant vers le Nord, ce même anticlinal plonge peu à peu ; les synclinaux bordiers s'élargissent ; dans ces synclinaux apparaissent les formations les plus jeunes du Houiller, celles où abondent les coulées d'orthophyre, jusqu'à ce qu'enfin le manteau supérieur, exclusivement formé d'orthophyres et de tufs

orthophyriques, affleure seul, masquant désormais la complexité des plis sous le faciès uniforme de ses assises.

Le glacier de Saint-Sorlin, le plus beau glacier du massif des Rousses, a actuellement une longueur de 2500 mètres, à partir des grandes rimayes qui le séparent du dôme neigeux de l'Étendard. C'est un glacier peu incliné, mollement couché entre les escarpements granulitiques de la Cochette et l'arête de grès houiller qui descend du Grand-Sauvage. Il communique avec le glacier des Quirlies par un col de glace, le col des Quirlies, qui s'ouvre largement, à l'altitude de 2900 mètres environ, à travers l'arête qui court du Grand-Sauvage à l'Étendard. Il est infiniment probable que cette échancrure profonde correspond au synclinal du lac Tournant, et qu'ainsi la bande triasique des lacs se poursuit fort loin vers le Sud. Cette bande s'interrompt certainement au Sud du glacier des Quirlies, mais elle se reforme ensuite sous le glacier du Grand-Sablat, dont la moraine contient des blocs de dolomie. Tout porte à croire que le synclinal triasique du Château-Noir, dont nous parlerons bientôt, est le prolongement du synclinal du lac Tournant.

Le glacier de Saint-Sorlin est la vraie route de l'Étendard. Du col des Quirlies, quand la neige est dure, on atteint la cîme en moins de deux heures. C'est une course facile et splendide. Pendant toute l'ascension, la vue s'étend bien loin sur les Alpes Grées, sur le massif du Mont-Blanc, sur les cimes brumeuses des Alpes Pennines, et, plus près, sur les plis de la deuxième zone, qui semblent autant de vagues montant à l'assaut du haut promontoire archéen. Quand on est parvenu au sommet même du dôme de glace, on aperçoit tout à coup le massif entier du Pelvoux, avec ses coulées blanches et ses aiguilles de pierre; on voit ce massif se souder à celui des Grandes-Rousses, et l'ensemble produit l'impression trompeuse d'une *klippe* immense, d'un *horst* formidable, surgissant brusquement au milieu des sédiments liasiques.

CHAPITRE II

DE LA COCHETTE A VAUJANY. COLS DU SABOT ET DU COUARD

La bande liasique de la vallée supérieure de l'Eau-d'Olle forme, au Sud du ravin de la Cochette, le massif escarpé des Aiguillettes et vient se terminer en synclinal, au milieu des dolomies et des cargneules, près du confluent des ruisseaux descendus des deux cols du Sabot et du Couard. Tout ce massif des Aiguillettes (Côtebelle, des anciens auteurs) est constitué par des calcaires et des schistes noirs, oscillant de part et d'autre d'un plan vertical Nord-Sud, mais toujours fort redressés. Le Trias (gypse) y forme au moins un anticlinal secondaire ; car on le voit apparaître en voûte sous les calcaires dans les deux vallées du Flumay et de la Cochette

Au delà du confluent des ruisseaux, le synclinal se prolonge, vers le Sud-Ouest, par les dolomies que l'on voit affleurer dans le lit du Flumay. Bien que la vallée soit encombrée d'éboulis, on peut affirmer que ces dolomies se raccordent, par dessous l'Enversin, à celles du Bessey, et, par conséquent, à celles d'Huez. On peut aller du Bourg d'Oisans au col du Glandon, par Villard-Reculas, Allemont, Oz, Vaujany, les Aiguillettes, sans quitter les terrains secondaires, Jurassique ou Trias. C'est à cette zone de terrains secondaires, resserrée entre la chaîne de Belledonne et le massif des Rousses, que nous avons donné le nom de synclinal de Vaujany.

Le col du Couard (ou de la Cochette) s'ouvre, à 2400 mètres environ d'altitude, sur la limite même du Trias et de l'Archéen. Celui-ci est formé de gneiss très granulitiques, verticaux et dirigés Nord-Sud. La bande triasique est constituée par des cargneules ; sa direction est Nord-Est au Sud du col, dans le petit ravin qui descend au Flumay ; elle devient Nord-Nord-Est sur le versant de la Cochette. Cette bande est encaissée entre les calcaires verticaux et les gneiss. Malgré la discordance de direction, les cargneules et les gneiss présentent toujours, dans ce contact vertical, une concordance apparente.

A l'Est du col, les cargneules s'étalent sur la tranche des gneiss et passent peu à peu à des dolomies qui sont nettement discordantes avec les assises archéennes. Ces dolomies se poursuivent, sur le plateau, jusqu'au voisinage du

lac de la Jasse, sous la forme d'un synclinal à grand rayon de courbure dont le thalweg coïncide à peu près avec celui du ravin de la Cochette. Au Nord-Est du col du Couard, on voit le bord oriental de ce synclinal se renverser graduellement sous les schistes archéens, et, un peu plus loin, sous les schistes houillers. Les dolomies alternent, vers la base, avec de petits bancs gréseux : elles ont la patine capucin caractéristique du Trias des Petites-Rousses. Réduites, vers le Sud, à une faible puissance, elles prennent beaucoup d'épaisseur dans le cirque de la Cochette (jusqu'à 300 mètres).

La réunion du synclinal du lac de la Jasse au synclinal de Vaujany n'est complète et définitive qu'au delà de la crête 2342-2627. Sur le versant Nord du col du Couard, à gauche du torrent principal, on voit un instant reparaître, au milieu des cargneules et des dolomies, un anticlinal de schistes archéens, partiellement granulitisés. Ces schistes sont verticaux et dirigés Nord-Sud. Ils correspondent vraisemblablement à ceux qui supportent la partie inférieure du glacier des Rousses, la zone granulitique des lacs de la Jasse et de Neyzat passant, selon toute probabilité, sous le massif des Aiguillettes.

De l'autre côté des Aiguillettes, c'est encore une bande de cargneules qui sépare de l'Archéen les calcaires du Lias. Cette bande, fort épaisse au col du Sabot, va s'amincissant graduellement du côté du Nord. Elle est réduite à moins de cinquante mètres dans le ravin de la Cochette, et nous avons dit qu'elle disparaît complètement sur la rive droite de l'Eau-d'Olle.

Le col du Sabot (ou de Vaujany) correspond au passage de deux petits synclinaux très resserrés et très rapprochés, séparés du grand synclinal des Aiguillettes par une mince bande de schistes archéens. Ces deux synclinaux, qui s'en vont finir en pointe à peu de distance au Nord, se suivent aisément au Sud jusqu'à Vaujany, où ils rejoignent le synclinal principal. « Le long du pied « occidental de Côte-Belle, dit Dausse [1], dans la direction du col de Vaujany, la « roche primitive pousse un rameau au sein de la bande d'ardoise ; cette roche « est granitique le long de la limite de la partie secondaire de la montagne, et « schisteuse dans le ravin ; c'est alors un schiste noir ou vert qu'on confon- « drait aisément avec l'ardoise, s'il n'était accompagné de parties vertes ». Les plissements multiples du col du Sabot n'avaient doné pas échappé au patient observateur. On en retrouve d'ailleurs l'indication approximative sur les minutes laissées par Lory.

La coupe complète du col du Sabot figure sous le numéro 4 de la série des coupes générales (Planche III). On voit que les synclinaux ont des largeurs fort inégales, et que le synclinal de l'Ouest touche à des schistes archéens fort granulitisés et même à un amas de granulite franche. En partant de la granulite (Rochers Motas), et marchant vers l'Est, on rencontre successivement :

1° Une faible épaisseur de schistes archéens granulitisés, avec *poudingues* intercalés ;

2° Un peu de dolomie à patine capucin, avec intercalations gréseuses, non

[1] Dausse, *loco citato*, p. 141.

visible sur l'arête même du col, à cause des pâturages, mais bien observable à quelque distance au Sud, sur le chemin de niveau qui va au châlet Genevois ;

3° Des calcaires bleus compactes en dalles ou *lauzes*, ayant le faciès des dalles à bélemnites (Charmouthien) du massif du Pelvoux, mais ne renfermant pas de fossiles ; épaisseur 30 à 40 mètres ;

4° Des schistes noirs, ayant 100 à 150 mètres de traversée ; ces schistes ont le faciès toarcien ; l'érosion les a usés plus profondément que les autres termes, et ils correspondent à un premier col, où passe un petit sentier peu fréquenté ;

5° Un retour des calcaires bleus compactes, mesurant environ 100 mètres de puissance, et formant le point culminant entre le premier et le deuxième col ;

6° Des dolomies blanches et capucin, sans intercalations gréseuses, environ 20 mètres ;

7° Un petit banc de quartzites [1], épais de 1 à 2 mètres, visible seulement au col, et supprimé sur les deux versants par étirement ;

8° Une barre de schistes archéens, puissante de 30 à 40 mètres ; ce sont des schistes micacés, sériciteux et chloriteux ; au Nord et au Sud du col, on les voit s'injecter de granulite et passer à des gneiss ;

9° Des dolomies à patine capucin, avec quelques cargneules, et un peu de gypse au Sud du col [2] ; au col même, ces dolomies n'ont pas plus de 5 ou 6 mètres d'épaisseur ; elles apparaissent au fond d'une échancrure étroite, encaissée entre deux hautes parois de micaschistes ou de gneiss; c'est cette échancrure qui est le véritable col du Sabot; c'est là que passe le chemin muletier de Vaujany à la Grande-Maison ;

10° Un retour des schistes archéens granulitiques, avec bancs de *schistes micacés noirs* intercalés. Ces schistes noirs, dont Dausse signalait la grande ressemblance avec l'ardoise, n'ont pas plus de 3 à 4 mètres d'épaisseur sur l'arête même du col, mais ils prennent une très grande importance sur le versant Nord. Sur l'arête du col, les schistes granulitiques qui forment ce deuxième anticlinal ont environ 200 mètres d'épaisseur.

11° Puis viennent des dolomies blanches et capucin, associées à des cargneules ; c'est le bord du synclinal des Aiguillettes. Une troisième dépression, un troisième col, s'ouvre dans cette bande triasique. Un peu au Sud du col, les cargneules cachent en partie la voûte de schistes archéens ci-dessus décrite ; elles viennent s'étaler en couches presque horizontales au sommet arrondi coté 2167.

Sauf ce raplanissement local au point 2167. les diverses bandes que nous venons de traverser sont formées de couches verticales.

Sur le versant Nord, en descendant vers l'Eau-d'Olle, on voit le synclinal de

[1] Ces quartzites nous ont été signalés par M. Kilian.
[2] M. Kilian.

l'Ouest se rétrécir peu à peu et finir en pointe dans un petit ravin profondément encaissé. Les schistes toarciens disparaissent les premiers, puis les dolomies. Près de l'extrémité Nord, il n'y a plus qu'une faible bande de calcaire bleu compacte, laminée entre les micaschistes.

Le synclinal Est, celui du vrai col du Sabot, se prolonge plus loin dans la direction du Nord. On le voit rapidement s'élargir : le Lias apparaît au milieu des dolomies. Bientôt, à la hauteur du châlet Durif, les dolomies disparaissent sur les bords, et le Lias seul, de plus en plus puissant, remplit le synclinal. Cette bande liasique atteint son maximum de largeur (trois cents mètres), à la traversée de l'Eau-d'Olle. Les châlets de la Grande-Maison sont bâtis sur le Lias. Puis la bande s'amincit rapidement dans le petit ravin qui remonte au col de l'Agnelin. Elle finit à zéro à moins de 500 mètres de la Grande-Maison.

Entre le synclinal des Aiguillettes, dont la direction est Nord-20°-Est, et le synclinal de la Grande-Maison, dont la direction est Nord-Sud, l'anticlinal archéen s'élargit très vite. Les schistes noirs, qui n'ont au col que 3 à 4 mètres d'épaisseur, atteignent 500 mètres de puissance entre le châlet Durif et l'Eau d'Olle. Ce sont des schistes brillants, noirs ou vert foncés, parfois un peu gaufrés, contenant çà et là, des intercalations granulitiques. On les observe aisément dans les ravins qui descendent vers le confluent de la Cochette, et de l'Eau d'Olle. Ils sont toujours verticaux et leur direction est Nord-Sud. Au delà de l'Eau-d'Olle, ils passent à des variétés granulitiques.

Sur le versant Sud du col du Sabot, ce sont les bandes archéennes qui finissent en pointe après un parcours plus ou moins long, tandis que le Trias et le Lias s'en vont rejoindre à Vaujany le synclinal principal. L'anticlinal Ouest, toujours réduit à une très faible épaisseur, finit à moins d'un kilomètre du col. L'anticlinal Est, beaucoup plus important, forme une barre rocheuse bien visible de loin au milieu des pâturages : c'est elle, évidemment, que Dausse a en vue dans la description que nous avons rappelée plus haut. La largeur de cette bande archéenne atteint quatre cents mètres au confluent des deux ravins principaux. Peu après, on la voit disparaître sous des dolomies blanches, jaunes ou rousses, presque horizontales.

Les deux anticlinaux sont formés de gneiss granulitiques verticaux, auxquels s'associent, dans l'anticlinal Est, ces schistes noirs et verts dont nous avons parlé, et dont Dausse a fort justement fait ressortir l'aspect peu métamorphique.

Le double plissement du col du Sabot se retrouve, moins marqué et moins facilement observable, dans le grand ravin qui déchire la montagne immédiatement au Sud de la Villette. La succession est la suivante, en partant du haut du ravin, c'est-à-dire des gneiss amphiboliques :

1° Une bande de dolomies jaunes, épaisse de quelques mètres, supprimée d'ailleurs à quelque distance au Nord du ravin ;

2° Des schistes noirs très fissiles et très friables, à clivage parfois argenté (sériciteux), épaisseur 300 mètres ; au Nord du ravin, des calcaires bleus (Charmouthien) apparaissent entre ces schistes toarciens et le Trias ;

3° Des calcaires bleus en dalles et plaquettes, du type Charmouthien inférieur; épaisseur 50 mètres ;

4° Des dolomies blanches alternant avec des cargneules et des schistes satinés versicolores ; ces schistes ont le faciès des phyllades triasiques du Briançonnais (Cucumelle) ; épaisseur 200 mètres ;

5° Un anticlinal de micaschistes et de gneiss granulitiques, épais d'une vingtaine de mètres, visible seulement dans le ravin ; au Nord et au Sud, il est recouvert d'une voûte de dolomies ;

6° Des dolomies blanches avec cargneules et schistes satinés versicolores ; épaisseur 50 mètres ;

7° Des schistes micacés, faiblement feldspathisés ; quand on suit la route dans la direction de Vaujany, on voit, à peu de distance du ravin, ces schistes s'adosser à des phyllades et à des poudingues houillers ; épaisseur dans le ravin, 100 mètres environ ;

8° Des dolomies et des cargneules remplissant toute la partie inférieure du ravin et tout le lit du Flumay ; c'est le prolongement du synclinal des Aiguillettes.

La figure 5 résume cette énumération et montre l'inclinaison des couches.

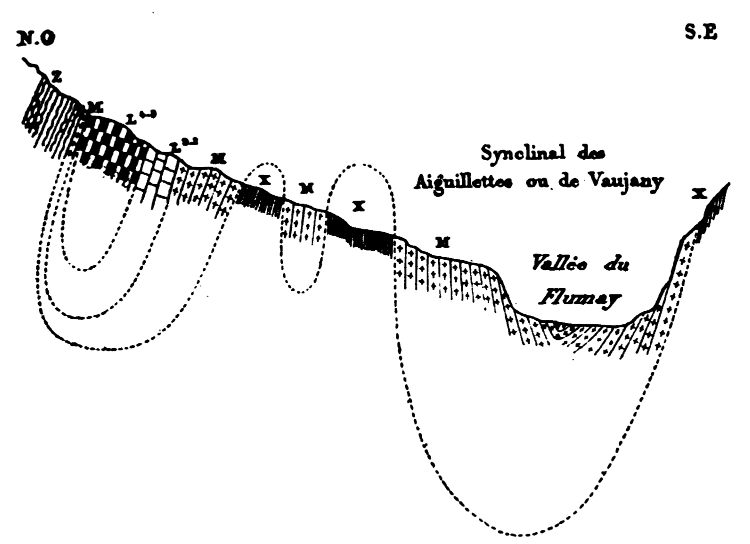


Fig. 5. — Coupe N.-O.-S.-E. le long du grand ravin de la Villette. Légende de la figure 3 (Z, gneiss amphiboliques).

Au Sud du ravin de la Villette, les éboulis cachent la plus grande partie des affleurements. Il semble que le Houiller forme à lui seul l'anticlinal de l'Est. L'anticlinal Ouest a disparu. Le synclinal liasique s'élargit progressivement. L'église de Vaujany est bâtie sur le Lias, et c'est au Lias encore qu'appartiennent tous les affleurements visibles jusqu'à la plaine de l'Eau-d'Olle. En amont du confluent du Flumay, près du pont de la Condamine, un autre synclinal, déta-

ché, comme ceux que nous venons d'étudier, du synclinal principal, s'avance dans la direction du Nord, au milieu des gneiss granulitiques. Ce synclinal ne renferme que des calcaires et des schistes du Lias, verticaux et laminés ; le Trias n'y apparaît point. On sait que ce dernier terrain manque également sur la rive droite de l'Eau-d'Olle entre les micaschistes de Belledonne et le bord Ouest de la grande bande de Lias.

Nous avons décrit dans la première partie (Chapitres I et III) le massif cristallin des Rochers Rissiou, compris entre le Flumay et l'Eau-d'Olle. Nous n'y reviendrons pas. Qu'il nous suffise de rappeler que ce massif est le flanc oriental d'un grand anticlinal de gneiss et micaschistes, dont l'axe coïncide à peu près avec la combe d'Olle, d'Oz au Rivier d'Allemont. Le terme supérieur de la formation primitive est une puissante série de gneiss amphiboliques granulitisés. Entre les micaschistes les plus anciens, ceux du Rivier ou d'Articol, et ceux de la crête 2627-2324, s'intercale un amas considérable de granulite. ayant jusqu'à deux kilomètres d'épaisseur. Ce laccolithe n'a qu'une très faible extension suivant la direction de la chaîne.

Il n'est pas douteux que l'anticlinal des Rochers Rissiou ne se prolonge au Sud, par dessous le synclinal de Vaujany. C'est lui que l'on retrouve à la Garde, ayant pris une direction Sud-Est. Quant à son prolongement Nord, il forme, d'après M. Offret, une grande partie du massif des Sept-Laux. Les schistes granulitiques du Rocher Blanc sont ceux du point 2627 des Rochers Rissiou : les gneiss amphiboliques des Rochers Billans et de la haute combe de Madame prolongent, sans solution de continuité, ceux du Signal de Vaujany.

CHAPITRE III

LE VERSANT OUEST DE LA HAUTE CHAINE. LES PETITES-ROUSSES

Entre le bord Est du synclinal de Vaujany et d'Oz et la haute crête qui court de l'Étendard à l'Herpie, le versant occidental des Rousses est formé de trois plateaux, très allongés parallèlement à la chaîne, séparés les uns des autres par des gradins de 4 à 600 mètres de hauteur verticale. Le plateau inférieur, celui de l'Alpetta ou des Balmes-Rousses, est une région de pâturages, parsemée de petits lacs, les lacs Noir, Besson, Volant, Carrelet : le sol est formé de granulite très impure ou de gneiss très granitoïdes ; de nombreux lambeaux de dolomies triasiques traînent à la surface du plateau, remplissent les combes, et viennent buter contre la falaise qui domine à l'Est les pâturages. Le plateau intermédiaire, celui des Petites-Rousses, est un long désert de pierres, où s'étalent quelques lacs, à demi-glacés jusqu'au cœur de l'été, les lacs Blanc, de la Fare, de Balme-Rousse et de la Jasse ; la roche dominante est la granulite franche ; les lambeaux triasiques sont devenus rares ; on en trouve pourtant jusqu'à la cote 2813 m. (Petites-Rousses). Le plateau supérieur est celui du glacier des Rousses ; il correspond à un synclinal houiller couché vers l'Ouest, et compris entre des schistes archéens plus ou moins granulitiques. Au-dessus de ce dernier plateau, il n'y a plus que les escarpements ruinés de l'arête centrale, composés de gneiss très granulitiques entre l'Étendard et le pic Bayle, de micaschistes, de schistes micacés et de schistes oligistifères entre le pic Bayle et l'Herpie. La direction des plis hercyniens varie de Nord-5°-Est (l'Alpetta) à Nord-20°-Est (arête centrale) ; les plis alpins, accusés par les ondulations des témoins triasiques, ont la même direction que les plis hercyniens.

En étudiant avec soin le pied de la falaise granulitique des Petites-Rousses, on constate que cette falaise correspond à une véritable faille d'affaissement, déjà indiquée par Lory. Cette faille est en relation avec un plissement brusque ou un accident d'une époque très reculée, car elle forme, sur plus de 6 kilomètres de longueur, la limite à peu près exacte de la granulite franche et des variétés granitoïdes impures. La figure 6 est un croquis relevé à peu de dis-

tance à l'Est du lac Besson ; on y voit les bancs triasiques plonger vers le pied de la falaise [1].

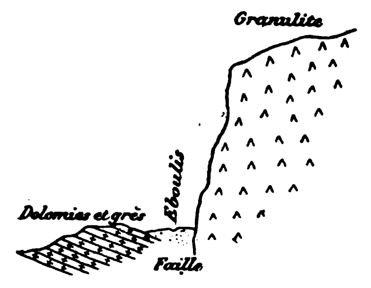


Fig. 6. — Couches triasiques plongeant vers la granulite, près le lac Besson.

L'affleurement de cette cassure est remarquablement rectiligne, et le seul fait de cette rectilignité presque absolue du bord de l'escarpement des Petites-Rousses ferait songer à une faille. Le rejet commence à zéro à environ un kilomètre au Sud du canal de Villard-Reculas, marche vers le Nord, en augmentant d'amplitude, jusqu'au lac Carrelet : dans cette région, il semble atteindre 200 mètres, si l'on en juge par la position des quelques lambeaux triasiques éparpillés sur le versant Ouest des Petites-Rousses. La faille subit alors vers l'Est un décrochement d'environ 500 mètres. Elle reparaît, après ce décrochement, sur la rive droite du grand torrent de Balme-Rousse ; mais elle est moins nette et son amplitude paraît diminuer rapidement.

Au voisinage de cette faille, les bancs triasiques, dont l'allure est en général tranquille, sont souvent très tourmentés. La figure 7 indique les deux types principaux de ces contournements.

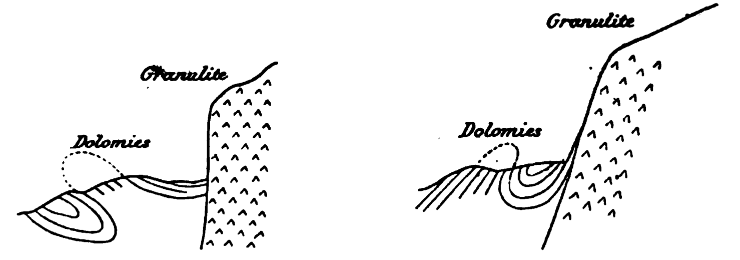


Fig. 7. — Contournements des dolomies au toit de la faille des Petites-Rousses.

On ne peut douter qu'il n'existe de même une faille entre les petits lambeaux triasiques éparpillés sur le versant Ouest des Petites-Rousses (la plupart de ces lambeaux sont de minces bancs de poudingues adhérant à la surface de la granulite) et la couverture de Trias qui recouvre le sommet même de la montagne (point 2813). C'est ce qu'indique notre coupe n° 7 (Planche IV). Il est tou-

[1] Voir aussi les coupes 6, 7 et 8 (Planches III et IV).

tefois impossible de marquer avec précision l'affleurement de cette deuxième faille. Une troisième faille existe peut-être à l'Est de la plaine des Petites-Rousses, au pied de l'escarpement qui supporte le glacier : c'est à elle que serait due la rectilignitée absolue (sur une longueur d'environ 1000 mètres) de la limite de l'Archéen et du Trias. La figure 8 montre en effet, près de la limite, les grès et les dolomies plongeant vers la montagne.

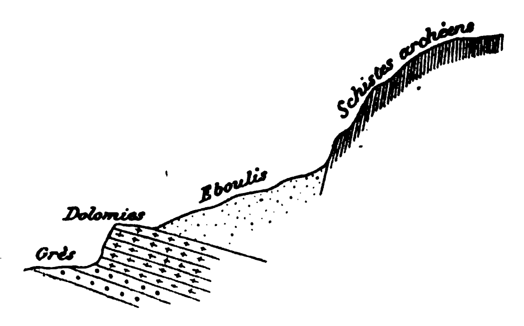


Fig. 8. — Trias butant contre l'Archéen, à l'Est des Petites-Rousses.

Mais l'abondance des éboulis est telle que l'on ne peut rien affirmer au sujet de l'existence, ni, à plus forte raison, au sujet de l'emplacement et du rejet de la cassure en question.

Les failles des Petites-Rousses sont rigoureusement parallèles aux plis. Nous les considérerions volontiers comme d'anciens plis-failles, antérieurs peut-être au Houiller, et qui auraient rejoué à l'époque du plissement alpin.

Les divers synclinaux triasiques du plateau de l'Alpetta viennent tous aboutir au grand synclinal des Aiguillettes, comme des ruisseaux à un fleuve. Ils conservent jusque très près du confluent leur direction voisine de Nord-Sud, pour se recourber brusquement vers le Nord-Est. On peut distinguer trois synclinaux principaux, celui du lac Noir, celui des lacs Volant et Carrelet, celui enfin qui suit le pied de la falaise de granulite. Le synclinal du lac Noir se prolonge vers le Nord par la petite combe située à l'Ouest du point 2111 ; il passe vraisemblablement vers le sommet de la grande cascade ; mais ce synclinal est à peu près complètement vidé de dolomies triasiques. Le synclinal des lacs Volant et Carrelet a son prolongement vers le Nord marqué par les petits lambeaux de dolomies des châlets Faure et Jacquemet. Quant au synclinal du pied de la falaise, il s'en va rejoindre le synclinal des Aiguillettes près du châlet Didier. Entre ces divers synclinaux, les anticlinaux ont presque partout perdu leur couverture triasique. Pourtant, aux environs du lac Besson, les dolomies occupent la plus grande partie du plateau, et leur épaisseur, dans le ravin qui aboutit à l'extrémité Nord du lac, dépasse 80 mètres.

Sur le plateau des Petites-Rousses, il n'y a pas d'autre lambeau de Trias que celui du point 2813, et celui dont nous avons parlé au précédent chapitre, qui va du lac de la Jasse au col du Couard. Il est certain que ces deux lambeaux

appartiennent à un seul et même synclinal, presque entièrement vidé de toute formation secondaire, et correspondant à la dépression occupée par les lacs. Ce synclinal est à peu près parallèle à la grande bande de granulite franche qui va des Petites-Rousses au lac de la Jasse par les bords Ouest des lacs de la Fare et de Balme-Rousse. C'est un pli à très grand rayon de courbure : le fond du pli montre des strates triasiques horizontales ou très faiblement inclinées reposant sur la tranche de schistes archéens verticaux.

Au-dessus des Petites-Rousses, le Trias n'apparaît plus sur le versant Ouest de la haute chaîne. La cote 2800 est la plus haute à laquelle on rencontre aujourd'hui des sédiments triasiques dans la chaîne des Rousses. On peut voir sur nos coupes que l'altitude réellement atteinte par les bancs inférieurs du Trias après le plissement alpin a dû être comprise entre 3,600 et 4,000 mètres.

L'escarpement qui porte le glacier des Rousses est formé de schistes archéens gris ou verts, lustrés et satinés, peu feldspathiques, et de schistes très granulitiques, ces deux variétés alternant en bandes parallèles. Les couches sont verticales dans le fond de la combe des lacs, mais elles se couchent peu à peu vers l'Ouest au fur et à mesure que l'on monte, et, à la base du glacier, la plongée est de 50 à 60 degrés vers l'Est. Des niveaux de granulite blanche apparaissent à diverses hauteurs, bien visibles sur le fond noir ou rouillé de la muraille.

Le Houiller n'apparaît en dessous du glacier qu'au Sud du pic du lac Blanc (sommet 3, 3332), à la limite des communes d'Huez et d'Oz. Le bord Ouest du synclinal houiller est formé en cet endroit d'un banc de grès massif, extrêmement serré et compacte, peu métamorphique.

Au Nord de ce point, la plus grande partie du terrain houiller est cachée par le glacier, et l'on ne peut observer les strates houillères en place qu'au pied des escarpements de la haute crête. La plupart des éperons rocheux qui servent de contreforts à cette crête,et qui s'avancent au milieu des glaces, ont leurs bases formées de schistes houillers très noirs et très friables, alternant avec des grès fins et des schistes verts. La plongée est toujours vers l'Est, parfois très faible (de 30 à 60 degrés). Nulle part, le Houiller ne monte jusqu'à l'arête. Au voisinage des lacs de la Fare et de Balme-Rousse, la moraine frontale du glacier renferme de nombreux débris de schistes houillers, quelques-uns avec *Annularia*.

Quand on a dépassé, en marchant vers le Nord, la grande brèche qui s'ouvre entre l'Étendard et le pic Bayle (brèche des Grandes-Rousses). on voit tout affleurement houiller disparaître. Les contreforts occidentaux de l'Étendard, par où l'on fait habituellement l'ascension de ce pic, sont exclusivement formés de gneiss granulitiques. Le synclinal houiller se ferme donc en pointe, sous le glacier des Rousses, au Sud-Ouest de l'Étendard. Mais,si l'on suit la base des névés de la Cochette, en observant attentivement le faciès et la direction des assises, on arrive à cette conviction, que le synclinal houiller de la Demoiselle, dont nous avons parlé plus haut, prolonge celui du glacier des Rousses. Dans tout

l'intervalle, en effet, la direction des bancs ne varie pas, ni leur plongée vers l'Est. Les gneiss granulitiques du glacier de la Cochette se rattachent évidemment à ceux de l'Étendard ; les schistes verts, partiellement granulitisés, qui apparaissent en anticlinal, au Nord du col du Couard, au milieu des dolomies et des cargneules, étant la suite évidente de ceux du lac de Balme-Rousse.

Nous verrons plus loin que le vallon du lac Blanc correspond à deux synclinaux alpins confluents. Leur prolongement vers le Nord est évidemment le synclinal des Petites-Rousses. Il est probable que le fond du lac est en partie formé d'un revêtement triasique, comme le fond du ravin où coule l'émissaire. La petite plaine qui s'étend au Sud-Est du lac montre plusieurs lambeaux dolomitiques, nettement discordants sur les schistes archéens.

En regardant vers l'arête des Rousses, on distingue très bien, des bords du lac Blanc, le passage de la bande houillère, à moitié cachée par les névés et les petits champs de glace. Elle fait l'effet d'un ruban noir jeté sur une étoffe d'un vert sombre. Au dessus de ce ruban noir, les schistes oligistifères de l'arête simulent un autre ruban, de couleur roussâtre.

C'est au lac Blanc que se termine, du côté du Sud, la région des Petites-Rousses. Ce lac est le plus beau de tout le massif des Grandes-Rousses. Ses eaux profondes, d'un bleu admirable, sont enchassées entre la granulite et les schistes, et les falaises blanches de la rive droite, réflétées longuement dans l'azur noir des eaux, contrastent étrangement avec les pentes sombres de la rive gauche. En juillet, les deux rives se couvrent de fleurs, et les femmes d'Huez viennent en foule y cueillir des violettes. L'effrayante solitude du lieu est alors troublée pour quelques jours. La cueillette finie, rien ne vient plus rompre le silence de l'étroite combe, que le bruit lointain des pierres qui croulent dans les couloirs de la haute chaîne, et le murmure continu des eaux courantes.

CHAPITRE IV

DE L'ÉTENDARD AU FRENEY. VERSANTS EST ET SUD DES ROUSSES

Nous retrouvons ici le prolongement des plis étudiés au chapitre 1er. L'arête des Rousses est la suite de l'anticlinal archéen de Montfroid. Un petit synclinal triasique, caché par le glacier du Grand-Sablat et se prolongeant au Sud par la bande de cargneules du Château-Noir.est la continuation évidente du synclinal du lac Tournant. La large bande houillère de Chatagouta, de Sarenne, de Clavans, du Freney, prolonge celle des granges de la Balme. Enfin, le Lias de la vallée du Ferrand, brusquement redressé contre le bord Est de la chaîne, appartient au même synclinal que le Lias des Arènes, à celui que nous avons désigné, sur nos coupes, par le nom de « Synclinal de Clavans ».

Il y a peu de choses à dire sur la région glacée. Du col des Quirlies au Mont-Savoyat, les rochers qui affleurent au milieu des glaces, de même que ceux de l'arête principale,sont constitués par des gneiss granulitiques alternant avec des couches de micaschistes à séricite et chlorite. L'orientation est toujours bien nette, parallèle presque partout à la direction de la chaîne. Les assises sont toujours très redressées, habituellement verticales. Des veines d'aplite blanche montent au milieu des gneiss, se ramifient en apophyses irrégulières, s'extravasent en amas aux formes bizarres. Au pied du col des Quirlies, on observe de beaux gneiss glanduleux, très séricíteux et très chloriteux. Le faciès général est très cristallin, presque *primitif*. On ne voit pas d'amphibolites.

C'est dans ces assises d'un si haut métamorphisme que l'on voit apparaître, au petit col de glace par où l'on va du glacier des Quirlies à celui des Malatres, des poudingues relativement grossiers, à galets de quartz et de granulite. Ces poudingues *alternent* avec les gneiss granulitiques: ils sont eux-mêmes traversés et injectés par la granulite. A peu de distance à l'Est, l'arête qui limite au Sud le glacier des Quirlies, est formée de gneiss granulitiques, de nappes d'aplite, de chloritoschistes, de schistes noirs. Le Houiller ne commence qu'à une grande aiguille située au N.-E. du point 2958. La direction des bancs archéens est Nord-Sud, avec un pendage de 80° vers l'Est.

Le Mont-Savoyat est constitué par des gneiss granulitiques de couleur claire, très feldspathiques, comparables, à ce point de vue, à ceux de l'Étendard. Sur

l'arête principale, c'est au pic Bayle (sommet Sud, 3473m.) que finissent les roches très granulitiques. A partir de là, au fur et à mesure que l'on marche vers le Sud, on voit la feldspathisation diminuer graduellement. Au pic de la Pyramide, la crête est déjà formée de schistes verts, noirs ou bruns. Ces schistes se chargent peu à peu d'oligiste. Au pic du Lac Blanc (sommet 3, 3332 m.), l'arête est faite de ces schistes cassés, fissiles, durs de couleur roussâtre, que nous avons appelés schistes de l'Herpie, et que l'on peut suivre désormais, sans aucune solution de continuité, jusqu'aux gorges de la Sarenne.

Tout le long de l'arête des Rousses, la direction des bancs est celle même de l'arête. Le pendage est souvent difficile à observer dans les variétés granulitiques du Nord ; il semble osciller de part et d'autre du plan vertical. Au Sud du pic Bayle, et jusqu'à la Romanche, le pendage est vers l'Est, sous un angle moyen de 70°.

La moraine frontale du glacier du Grand-Sablat contient quelques rares cailloux de dolomie triasique. Nulle part, cette dolomie n'est visible *in situ*, mais il est à peu près certain qu'elle provient d'un point situé très près du front du glacier. Le synclinal correspondant doit passer, avec ou sans Trias, à la base du Mont-Savoyat, au col de glace qui sépare le glacier des Malatres de celui des Quirlies, et au col des Quirlies. C'est donc, selon toute vraisemblance, celui du lac Tournant, qui se rapprocherait ainsi peu à peu de la bande houillère, après s'en être d'abord écarté. Nous le verrons bientôt rentrer dans le Houiller.

Passons maintenant à l'étude de la longue bande houillère qui va du Grand Sauvage au Freney. Cette étude est fort intéressante.

Nous avons vu que sous le cirque du Grand-Sauvage, et au col du Fond-du-Ferrand, le Lias à bélemnites touche immédiatement au Houiller ; mais nous savons déjà, par les klippes de gneiss du point 2857, que ces bancs houillers qui touchent au Lias sont eux-mêmes très près de la limite du Houiller et de l'Archéen. Et en effet, quand on descend vers le Ferrand, on voit bientôt apparaître les gneiss entre le Houiller et le Secondaire. Ce sont ces gneiss qui forment les grands escarpements par où l'on monte au glacier des Quirlies. Nous les suivrons désormais jusqu'à Sarenne.

Près des cascades du Ferrand, au Sud-Est du Grand-Sauvage, un petit synclinal local ramène le Houiller au milieu des gneiss granulitiques. Ce synclinal, rempli de schistes noirs, peut se suivre dans une sorte de cheminée escarpée : il va se perdre au Nord dans la grande bande houillère. Au Sud, il se vide rapidement et devient invisible. Non loin de là, sous la cascade supérieure du Ferrand, un autre repli très aigu des gneiss contient une bande de dolomies brunissantes, large d'une dizaine de mètres, qui semble s'écraser, un peu plus au Nord, entre le Lias et le Houiller. Du côté du Sud, cette bande triasique ne s'interrompt plus, et va rejoindre, à l'Ouest du châlet Aubert, le synclinal de Clavans.

A l'Ouest du châlet Aubert, au pied d'une petite cascade qui descend du gla-

cier des Quirlies, la coupe est la suivante, du gneiss de l'escarpement au Lias de la vallée :

1° Gneiss, avec schistes quartziteux et micaschistes à séricite ;
2° *Grès houiller*, noir, micacé ; épaisseur 1 mètre ;
3° Dolomie grise, à patine brune ; épaisseur 3 à 4 mètres ;
4° Dolomie blanche, à patine jaune ; épaisseur 10 mètres ;
5° Calcaires et schistes du Lias (Charmouthien).

Ainsi, le Houiller reparaît à l'Est de l'anticlinal archéen. Comme les dolomies brunissantes de la coupe ci-dessus se rattachent sans solution de continuité à celles de la cascade supérieure du Ferrand, il devient évident que ce petit lambeau houiller se rattache au synclinal de schistes noirs dont nous avons parlé tout-à-l'heure. L'anticlinal archéen de la base du glacier des Quirlies correspond donc à cette voûte si marquée de la formation houillère dans le cirque du Grand-Sauvage. Son axe, prolongé vers le Nord, passerait sous les lacs de ce cirque. A l'Est de cet anticlinal, le plissement alpin a accumulé les uns sur les autres plusieurs plis très aigus et très serrés. D'où cette bande triasique au milieu des gneiss, cette suppression, sur trois kilomètres de longueur, entre les terrains primaires et le Lias à bélemnites, du Trias et du Lias inférieur, et enfin ces klippes gneissiques de la haute combe de la Valette, entourées de tous côtés par les schistes toarciens.

L'arête déchiquetée qui limite au Sud le glacier des Quirlies offre une coupe complète de la bande houillère. Toutes les couches sont verticales ou plongent de 70° au moins vers l'Est. On n'observe pas d'orthophyres, mais seulement des conglomérats à gros blocs de gneiss et de granulite, des schistes verts, et, plus rarement, des schistes noirs. Au contact avec l'Archéen, du côté Ouest, rien n'indique le pli-faille que nous avons constaté au Grand-Sauvage. Ce pli écrasé est devenu le vaste synclinal, large d'un kilomètre, que nous venons de traverser. Au Sud de l'arête en question, sur le plateau des Malatres, au milieu des affleurements moutonnés et polis des conglomérats à gros blocs, on voit apparaître quelques bancs d'orthophyre ou de tufs orthophyriques. Ils correspondent, selon toute vraisemblance, à l'axe même du synclinal.

Par le travers du point 2958, la bande houillère a 1500 mètres de largeur. Les poudingues ont toujours la prépondérance. Ils sont parfois associés, près du front du glacier du Grand-Sablat, à des grès verdâtres, sorte d'arkoses difficiles à distinguer des gneiss.

A l'Est de la bande houillère, l'anticlinal du cirque du Grand-Sauvage ramène une bande continue d'Archéen. Cette bande va se resserrant, quand on marche vers le Sud, entre le Houiller et le Secondaire. Sa largeur, qui était d'environ 800 mètres sous le glacier des Quirlies, n'est plus que de 400 mètres aux châlets Eyniard. La granulitisation y est variable. D'abord très intense, à la hauteur du châlet Aubert, elle devient nulle sous les Malâtres : le contraste est alors très net entre le Houiller, formé de conglomérats solides et massifs, et les schistes fissiles et profondément délités de l'Archéen. Au Sud du châlet Chèze, la granulitisation recommence, et grandit jusqu'à Sarenne.

La vallée du Grand-Sablat, encombrée de moraines sur une largeur de 200 à 500 mètres, interrompt un instant la continuité de la bande houillère. A l'origine de la belle cascade, par où les eaux de cette vallée se précipitent dans la combe du Ferrand, l'Archéen granulitique affleure, et l'on voit assez nettement son contact avec le Secondaire.

Au Sud du Grand-Sablat, le Houiller reparaît dans l'arête 2725-3135. Mais ici la bande n'est pas continue. Deux anticlinaux font surgir les gneiss granulitiques au milieu des strates houillères. La coupe est bien visible des bords du petit lac desséché du Cerisier, situé au Sud de cette arête (fig. 9).

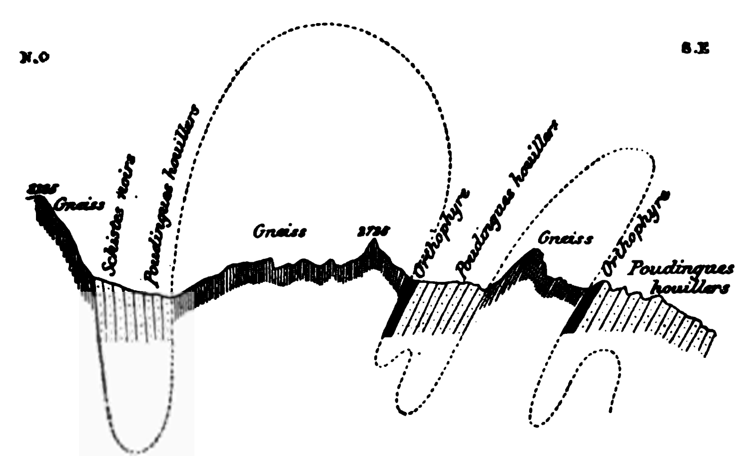


Fig. 9. — Reploiement du Houiller et de l'Archéen, coupe N.O.-S.E., au Nord du lac du Cerisier.

Dans les trois synclinaux de cette coupe, la prédominance appartient aux poudingues, voire même aux conglomérats à gros blocs, sauf peut-être dans celui de l'Ouest (entre les point 2725 et 3135) où il y a beaucoup de schistes noirs. Les deux anticlinaux sont formés de gneiss granulitiques très blancs, et qui, même de loin, se distinguent aisément du Houiller. Ces anticlinaux peuvent se suivre sur le versant Nord de l'arête, jusqu'aux moraines du Grand-Sablat. Ils ne sont plus visibles au Nord de ces moraines, où la bande Houillère est continue, comme nous l'avons déjà dit, sur 1500 mètres de largeur.

Il est assez remarquable que ces anticlinaux soient flanqués à l'Est, et seulement à l'Est, d'une petite bande d'orthophyre. Nous inclinons à croire [1] que ces orthophyres sont plus jeunes que le reste du terrain houiller, et qu'ils représentent ici des synclinaux secondaires écrasés sous le bord renversé des anticlinaux. C'est ce qu'indiquent les ponctués de la fig. 9. Il va sans dire que ces ponctués sont purement hypothétiques.

[1] Voir plus haut, Chap. I.

Au Sud du lac du Cerisier, on ne voit plus qu'un seul anticlinal de gneiss granulitiques, formé de gneiss verticaux dirigés Nord-Sud. Cet anticlinal monte jusqu'à l'arête Est-Ouest qui domine, au Sud, le lac du Cerisier ; puis, il disparaît écrasé dans le Houiller, et le cirque qui s'ouvre à l'Est du point 2939 ne montre plus aucun affleurement archéen. La crête est en grande partie composée d'orthophyres et de tufs orthophyriques. Les orthophyres descendent même sur le versant Est de l'anticlinal, jusque très près du lac du Cerisier. Ils se rattachent ainsi, indubitablement, à ceux de la figure 9. A l'Ouest de l'anticlinal, les formations éruptives n'apparaissent point. On ne les retrouve pas non plus sur le bord Ouest de la bande houillère, près du glacier de Sarenne. L'étude de la région en question ne permet donc pas de décider si les orthophyres sont en haut ou en bas de la formation houillère.

C'est au Sud-Est du lac du Cerisier et sur le bord oriental de la bande houillère que se trouve la petite mine de Chatagouta, depuis longtemps concédée. Elle s'ouvre sur une veine d'anthracite, extrêmement irrégulière, enclavée dans des grès verticaux. Un banc de grès de quelques mètres d'épaisseur sépare seul l'anthracite des gneiss archéens, et ceux-ci finissent eux-mêmes en biseau entre le Houiller et le Secondaire. Nul doute qu'au Sud de la mine le Secondaire ne touche directement au Houiller, comme il arrive plus au Sud sur Clavans: mais d'immenses éboulis, descendus des crêtes qui convergent au point 2939, rendent toute observation impossible entre la mine de Chatagouta et Clavans-d'en-haut.

L'anticlinal du cirque du Grand-Sauvage ramène de nouveau les gneiss au Sud-Ouest de la mine, à la tête des ravins formidables qui descendent vers le point 1645 (Le Perron). A partir de là, les gneiss, extrêmement granulitiques, se poursuivent jusqu'à Sarenne, avec un pendage variable, toujours très fort, tantôt vers l'Est, tantôt vers l'Ouest. A Sarenne même, sur l'arête qui remonte à la Croix-de-Cassini, ces gneiss ont une inclinaison de 80° vers l'Est : ils alternent avec des schistes verts et des schistes noirâtres, plus ou moins feldspathisés. Tout ce complexe mesure 800 mètres d'épaisseur à l'endroit où il est traversé par le chemin muletier de Clavans à Sarenne. Au pied des lacets, près des maisons de Jouffray, on voit des schistes houillers reparaître sous l'Archéen. Cet affleurement est interrompu de tout côté par les éboulis, mais il n'est pas douteux qu'il ne se relie à ceux qui forment, au dessus de Clavans, tout le versant Est de la Croix-de-Cassini.

A l'Est de Sarenne, la bande de gneiss granulitique n'a plus que 2 ou 300 mètres de largeur. En suivant l'arête de la Croix-de-Cassini, on voit cette bande finir en coin et disparaître sous les poudingues houillers. La Croix-de-Cassini est ainsi une voûte de terrain houiller, tout comme le cirque du Grand-Sauvage, et ces deux voûtes correspondent au même anticlinal : mais le pli est incomparablement plus serré à Sarenne qu'au Grand-Sauvage.

Au-dessus de Sarenne, il n'y a guère que Houiller et orthophyres. C'est dans

[1] Voir nos coupes 8, 9 et 10, Pl. IV et V.

cette région que la bande houillère, qui est à la vérité repliée plusieurs fois sur elle-même, atteint sa plus grande largeur (deux kilomètres). Un anticlinal la partage en deux au Sud du Château-Noir : c'est selon toute vraisemblance, le prolongement de l'anticlinal le plus oriental du lac du Cerisier. Le Château-Noir se trouverait donc sur l'axe d'un pli anticlinal extrêmement serré, dont les prolongements passeraient : au Nord, par la cime même du Grand-Sauvage (3229) et la crête 2672-2690 à l'Est des lacs Tournant, Blanc, et du Grand-Lac ; au Sud, par le versant Ouest de la Croix-de-Cassini, et par le village même du Freney.

Cet anticlinal du Château-Noir est flanqué, de part et d'autre, de deux synclinaux fort aigus, où apparaissent les cargneules et les schistes versicolores du Trias. Quand, partant de Sarenne, on remonte le ravin qui descend du massif 2939, on traverse bientôt, dans le ravin même, la première bande de cargneules, fort limitée en largeur et longueur. Au delà de cette bande, on rencontre des poudingues, puis des orthophyres (ceux du sommet même du Château-Noir). Enfin vient la deuxième bande triasique, dirigée Nord-20°. Est, comme la première, et dans laquelle s'ouvrent, à droite et à gauche du ravin, deux petits cols bien marqués. A l'un et à l'autre de ces cols, la largeur de la bande triasique est d'environ 200 mètres. Au col du Nord, la cargneule et accompagnée d'un petit banc de quartzites ; au col du Sud, tout contre le Château-Noir, il y a cargneules, dolomies et schistes satinés versicolores. Au Nord du col du Nord, la bande triasique finit rapidement en pointe ; mais, ainsi que nous l'avons vu, elle se rattache, suivant toute probabilité, à celle du lac Tournant, par la base du glacier du Grand-Sablat et le col des Quirlies. Au Sud du col du Sud, les cargneules finissent aussi très vite au milieu des poudingues : mais la continuation du synclinal par delà la vallée de la Sarenne est évidente. La bande secondaire du Collet[1], à l'Ouest de la Croix de Cassini, est la prolongation certaine de celle que nous venons de décrire.

Au Nord comme au Sud, les orthophyres du Château-Noir et ceux du massif 2939 touchent immédiatement aux cargneules : mais ni les uns ni les autres ne se retrouvent sur l'autre bord du synclinal. De plus, les orthophyres du Château-Noir touchent aux gneiss sur le bord Est de l'anticlinal du Freney, et sur ce bord Est seulement.

On voit donc que les plissements ont amené, sur bien des points, des suppressions de couches, et qu'ici encore on ne pourrait rien affirmer sur la position exacte des orthophyres. Pour la même raison, il est difficile d'indiquer le chemin précis du synclinal triasique entre le Château-Noir et le glacier du Grand-Sablat. Passe-t-il à l'Est ou à l'Ouest du point 2725 ? Nous n'avons pu le savoir d'une façon certaine, mais il y a tout lieu de croire qu'il passe à l'Est, car la continuité semble absolue entre les orthophyres du point 2939 et ceux qui se tiennent à l'Est du lac du Cerisier. L'anticlinal du point 2725 serait donc distinct de celui du Château-Noir : il passerait à peu près sous la crête 2939 et corres-

[1] Le Collet est le petit col de cargneules, ouvert exactement au Nord du Freney, entre la Croix-de-Cassini (2376) et le sommet 2171. Son altitude est d'environ 2000 mètres.

pondrait à l'avancée que forment les gneiss au milieu du Houiller, à l'Est des granges Veyrat.

Nous avons décrit en leur lieu les orthophyres et les tufs du Château-Noir et du massif 2939. A l'Est du Château-Noir, à l'Ouest et au Sud du point 2939, ce sont des poudingues et des conglomérats qui forment, à peu près exclusivement, le terrain houiller. Ces poudingues et ces conglomérats ne contiennent pas, du moins à notre connaissance, de galets d'orthophyre, et c'est là, comme nous l'avons déjà dit, une présomption bien forte en faveur de la postériorité des orthophyres aux poudingues. Certains conglomérats, surtout près de Sarenne, et sur le bord opposé de la formation houillère, au pied du glacier de Sarenne, contiennent des blocs énormes, ayant trente et même cinquante centimètres de grand axe. Neuf fois sur dix, ces blocs sont de gneiss granulitique. Quelques couches de schistes noirs, près des Granges Veyrat, s'intercalent dans la formation. Nous avons vu que ces couches avaient été fouillées pour anthracite, d'ailleurs sans aucun résultat.

Presque partout, le Houiller est vertical, ou plongeant très fortement vers l'Est. La direction est Nord-20°-Est ou Nord-Sud. Autour du point 2939, une légère torsion du pli synclinal externe se traduit localement par des directions Est-Ouest ou Nord-60°-Est.

Sauf l'Archéen de l'arête principale des Rousses (schistes de l'Herpie), toutes les formations sont momentanément cachées par les moraines qui encombrent la haute vallée de Sarenne. Sur la rive gauche du ruisseau, le long du versant Nord de la Croix de-Cassini, on voit bientôt reparaître le Houiller du Château-Noir, contenant encore quelques bancs d'orthophyre, puis des gneiss très granulitiques, passant parfois à des roches granitoïdes impures, puis enfin une large bande secondaire de Lias et Trias, suite évidente des cargneules du Château-Noir. Mais au-delà de cette bande, c'est en vain que l'on cherche le prolongement du Houiller des Granges Veyrat. Le Trias repose partout, du moins partout où le contact est visible, sur de la granulite, des gneiss ou des micaschistes. Il faut donc que les synclinaux des Granges Veyrat se vident de Houiller avant d'arriver à la Sarenne. C'est en effet ce que l'on peut observer sur les pentes qui remontent à l'ancienne grange Pellorce, au Nord des châlets ruinés auxquels l'Etat-Major donne le nom de Dupré. Le Houiller se rétrécit et finit en pointes mousses au milieu des gneiss. Mais le contour précis de ces pointes est difficile à faire, en raison de la grande ressemblance, à l'œil nu, de l'Archéen et du Houiller : la distinction n'est guère possible qu'au microscope, partout où l'on n'a pas affaire à des poudingues un peu grossiers.

Il est cependant permis de penser qu'une petite bande houillère passe en profondeur sous le Collet, cachée jusqu'à la Romanche par le Secondaire ou par les moraines, et que cette bande se poursuit, sur la rive gauche de la Romanche, sous les pâturages de l'Alpe de Mont-de-Lans. A l'Alpe même, tout près des châlets, un témoin de Houiller affleure au milieu des moraines, et ce Houiller ne peut guère se rattacher qu'au synclinal des Granges Veyrat. Dans tous les cas, qu'il y ait ou qu'il n'y ait pas de Houiller sous le Secondaire du Collet, le syn-

clinal du Collet, qui n'est autre, comme nous l'avons vu, que le synclinal du lac Tournant, se prolonge au Sud par l'Alpe du Mont-de-Lans et l'Alpe de Vénosc, puis par le col de la Muzelle [1]. Il y a là un curieux exemple d'un pli alpin, partout très aigu, se poursuivant sur 40 kilomètres de longueur avec une rectilignité presque absolue. La direction moyenne est Nord 5° Est.

Au Collet même, la coupe est la suivante, de l'Ouest à l'Est (fig. 10).

1° Schistes séricíteux roses ou rougeâtres, très fissiles, se débitant en ardoises, parfois un peu feldspathiques. Ces schistes plongent de 45° à 60° vers le Sud-Est, sous le Secondaire qui repose sur eux en concordance : ils constituent tout le sommet 2171, prennent au Sud de ce sommet la direction du méridien, et se suivent dès lors jusqu'à la Romanche en se feldspathisant peu à peu.

2° Grès blancs, tantôt schisteux et fissiles, tantôt durs et compactes (quartzites) ; épaisseur 10 mètres. Ces grès peuvent se suivre, au Nord, jusqu'au petit plateau qui domine la Sarenne et où se trouve la cabane du berger : là, ils reposent sur des gneiss très granulitiques ou même sur de la granulite. Au Sud, ils finissent, entre les cargneules et l'Archéen, à une très petite distance du col.

3° Dolomies blanches et jaunes, passant à des cargneules ; épaisseur 100 à à 200 mètres. Au Nord du Collet, les dolomies deviennent brunes ou rousses ; elles semblent s'amincir et s'écraser, comme les quartzites, entre le Lias et l'Archéen. Au Sud, elles s'amincissent aussi, mais sans disparaître complètement : on peut les suivre jusqu'au Perrier où elles se cachent sous les moraines de l'ancien glacier de la Romanche.

4° Calcaires en dalles, doux au toucher, d'un noir bleuâtre, ayant le faciès du Lias à bélemnites. Nous n'y avons pas trouvé de fossiles ; épaisseur 200 mètres. Au Nord, ce terme s'observe jusqu'aux moraines qui remplissent le fond de la combe. Au Sud, on le suit jusqu'au Perrier. Au Collet même, il ne semble pas accompagné de Toarcien, et le Trias semble également manquer sur le bord Est du Synclinal. Mais quand on descend dans le ravin qui mène au Perrier, on voit bientôt apparaître les schistes noirs, ensuite les cargneules du bord Est. Les schistes noirs ont un grand développement à la hauteur du Puys. Ils s'amincissent plus bas, et le Lias jauni qui affleure au Perrier offre plutôt le type Sinémurien ou Charmouthien inférieur. Les cargneules du bord Est persistent jusqu'aux moraines.

5° Gneiss très granulitiques, souvent même granitoïdes, plongeant sous le Houiller de la Croix-de-Cassini ; épaisseur 300 mètres.

Ces gneiss granulitiques et granitoïdes (anticlinal du Château Noir et du Freney), se poursuivrent au Sud jusqu'à la Romanche. Ce sont eux qui affleurent, au Freney même, sur le bord Sud de la route, et que l'on recoupe quand on va à Mont-de-Lans par le ravin descendu de l'Alpe. Il n'est pas douteux que les gneiss de Bourgdarud, du Soreiller, de la Roche-de-la-Muzelle, n'appartiennent à la même bande anticlinale.

[1] Au Sud de la Muzelle, le même pli se poursuit encore, par le massif de Turbat et le col de la Vaurze, jusqu'au Valgaudemar.

Ainsi que le montre la figure 10, le sommet même de la Croix-de-Cassini est formé de grès et poudingues houillers plongeant de 45° vers le Sud-Est. Mais, à quelques mètres au Sud-Ouest de la cime, on voit affleurer un lambeau de dolomies faiblement plissées, et qui reposent en discordance sur la tranche des grès. Ce lambeau n'a d'extension d'aucun côté.

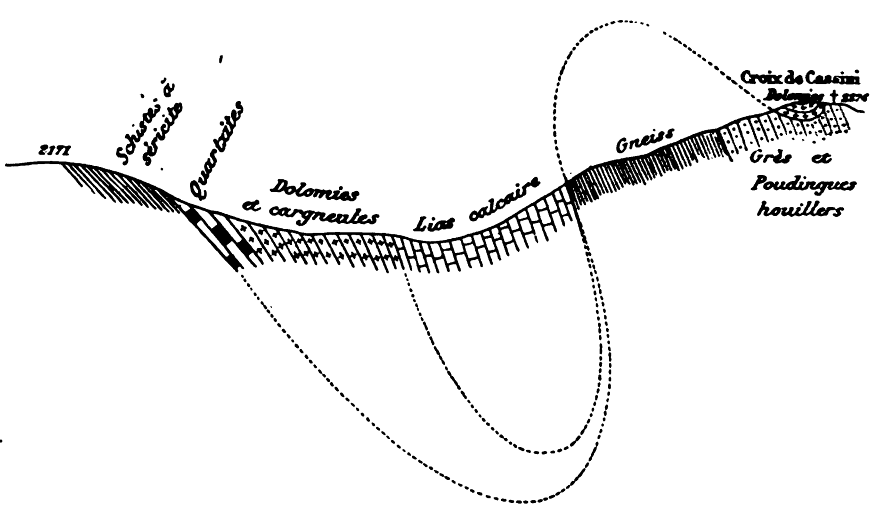


Fig. 10. — Coupe Est-Ouest au col du Collet.

Les grès et poudingues de la Croix-de-Cassini (synclinal de Sarenne, des Malatres, synclinal écrasé du Grand-Sauvage) se prolongent au Sud jusqu'au delà de la Romanche. Sur la route nationale, entre le pont du Freney et le confluent de la Romanche et du Ferrand, ils sont connus depuis longtemps ; mais les auteurs (Scipion Gras, Favre, Gueymard, Lory [1]), leur ont tous attribué une épaisseur beaucoup trop restreinte. Les schistes gris et verts que l'on exploite, sur la route même, à deux ou trois cents mètres en amont du pont du Freney, ont été pris pour des schistes talqueux. Ce sont des orthophyres. Les beaux escarpements qui dominent le Freney au Sud-Est ont été regardés comme formés de gneiss. Il sont constitués, jusqu'au Lias de Mont-de-Lans, par des poudingues et des grès verticaux avec intercalations de tufs éruptifs.

Si l'on va du Puys à Clavans par le mauvais sentier qui passe en dessous de la fontaine des Rameaux, on rencontre, au-delà du synclinal houiller, une nouvelle bande de gneiss granulitiques, dirigés Nord-Sud et sensiblement verticaux. Cette bande se voit aussi, mais moins nettement, sur le chemin d'en bas. Elle n'apparait point sur le chemin d'en haut (fontaine des Rameaux).

Cette bande archéenne est évidemment le prolongement de l'anticlinal du cirque du Grand-Sauvage (base du glacier des Quirlies, châlets Eyniard et Chèze, Chatagouta, lacets du chemin de Sarenne, crête à l'Est de Sarenne). Au

[1] Lory. *Description géolog. du Dauphiné*, p. 86.

Sud, on la retrouve à l'embouchure même du Ferrand, à Pont-Ségut et le long des lacets inférieurs du chemin muletier de Mizoën. La route nationale la traverse, en amont du tunnel, sur trois cents mètres environ de largeur, avant d'entrer dans le Lias du Chambon. Au dessus de Dégoul, le manteau liasique du Mont-de-Lans cache les gneiss, comme le Houiller. Mais il est permis de voir, dans le Houiller et le Permien qui affleurent à l'Est de Vénosc, la suite du Houiller du Freney, et dans les gneiss de Lanchâtra le prolongement de ceux du Pont-Ségut.

Les pentes qui dominent Clavans sont exclusivement formées de poudingues et schistes houillers dirigés Nord-Est. Le plongement, au Sud de Clavans-d'en-bas, est constamment vers le Ferrand, sous un angle compris entre 45 et 80 degrès. Entre les deux villages de Clavans, le Houiller devient vertical, et même se renverse. Nous avons vu que les schistes noirs de Jouffray, prolongement certain de ceux de Clavans, plongent à l'Ouest sous les gneiss. Dans les schistes verts, fissiles et friables, qui affleurent au pied des escarpements à l'Ouest de Clavans-den-haut, il y a beaucoup d'orthophyres et de tufs orthophyriques laminés et rendus méconnaissables.

Sur le chemin muletier de Mizoën, entre les gneiss archéens et le Lias, on traverse un petit banc de grès houiller, ayant environ un mètre d'épaisseur. Ce banc ne se retrouve pas au Sud. Le bord Ouest du Secondaire chevauche donc légèrement sur la direction des bandes archéennes et houillères, et ce grès de Mizoën est la terminaison en biseau des affleurements houillers de Jouffray et de Clavans.

Il ne nous reste plus à parler que du Secondaire qui affleure, jusque sous Mizoën, de part et d'autre du Ferrand. Ce grand synclinal, prolongement de celui des Arènes, est formé, en réalité, de plis aigus, serrés les uns contre les autres. Ces plis multiples se sont montrés à nous dans la haute combe de la Valette. Nous les retrouverons, au cours d'une autre étude, sur les hautes montagnes de Tête-Mouthe et du Diable, entre le Chambon et St-Christophe-en-Oisans.

Dans le fond de la vallée du Ferrand, partout où les anciennes moraines ne cachent pas les roches, et sur la rive gauche, le terrain est uniformément celui que Dausse appelle d'un seul mot : l'*ardoise*. Tantôt plus calcaires, tantôt plus argileuses, les ardoises noires s'empilent sur des centaines, parfois même des milliers de mètres d'épaisseur. Le faciès est celui de Vaujany, d'Oz, de Villard-Reculas, du Bourg-d'Oisans : c'est celui de la zone comprise entre les schistes toarciens et les calcaires à bélemnites du Charmonthien inférieur.

Au col du Fond-du-Ferrand et à Mizoën, c'est à dire aux deux bouts de la vallée, *l'ardoise* n'est séparée des terrains primaires que par une mince bande de ces derniers calcaires. Partout ailleurs, on voit un peu de Trias au contact, mais il est très rare que la puissance de ce Trias écrasé dépasse trente ou qua-

[1] Dausse, *loco citato*, p. 127.

rante mètres. Il est habituellement formé de dolomies brunissantes, surmontées elles-mêmes d'une faible épaisseur de dolomies blanches ou jaunâtres.

La direction du Secondaire est très constante ; c'est la direction de la vallée du Ferrand. Le plongement est toujours vers l'Est, quand les bancs ne sont pas verticaux, et le contact avec les terrains primaires est presque toujours vertical, ainsi que Dausse l'a fort justement signalé. Très souvent, comme l'a encore observé le même auteur, de part et d'autre de ce plan de contact, les roches sont rouillées et parcourues par des veinules de sidérose. A la mine de Chatagouta, une grosse veine de quartz, dont l'affleurement fait saillie sur la pente, s'est formée au contact même.

Nous avons dit que le Secondaire touche tantôt à l'Archéen, tantôt au Houiller. Il semble que le plan vertical de contact oscille légèrement de part et d'autre du bord d'un synclinal houiller, mais sans jamais s'en écarter beaucoup. La bande houillère en question (châlet Aubert, Jouffray, Clavans, Mizoën) ne semble pas, d'ailleurs, avoir une grande importance, car on ne la retrouve pas dans la région plissée de la Tête-Mouthe et du Diable, entre Vénosc et St-Christophe-en-Oisans. Le Houiller reparaît, il est vrai, plus à l'Est, sur l'arête du Jandri, mais les plis du Jandri, dont la direction est Nord-Sud, laissent certainement très à l'Ouest toute la zone synclinale de Clavans.

CHAPITRE V

MONTAGNES D'HUEZ ET D'AURIS[1]

Le village d'Huez est bâti, à l'altitude de 1450 mètres, sur les schistes micacés archéens, près de la limite de ces schistes et des gneiss amphiboliques. On y accède, du Bourg-d'Oisans, par un chemin muletier qui prolonge la route de La Garde. Le long de la route et du chemin muletier, on a une bonne coupe des terrains de la région.

En quittant la plaine du Bourg-d'Oisans, la route s'engage dans les gneiss qui constituent le grand escarpement de La Garde. Ce sont des gneiss très chargés de granulite, généralement chloriteux, parfois amphiboliques, et de plus en plus à mesure que l'on s'élève. La granulite forme souvent des amas importants : dans ces amas, elle est très fine et très blanche. La direction des gneiss est Nord-20 a 30°-Ouest : les bancs sont verticaux ou plongent de 60 à 80° vers l'Est.

C'est sur ces gneiss très redressés que l'on voit reposer le Trias et le Lias, dès que l'on a dépassé le premier tournant de la route. Les dépôts secondaires, en complète discordance avec les assises primitives, plongent faiblement au Nord. On rencontre successivement :

1° Un banc, puissant d'un mètre environ, d'une brèche siliceuse grise à galets de quartz blanc : c'est un équivalent local des quartzites ou des poudingues de la base du Trias ;

2° Des dolomies à patine capucin, d'un gris clair à l'intérieur, épaisses d'environ 10 mètres ;

3° Un calcaire noir compacte, à toucher rugueux, puissant de 5 à 6 mètres ;

4° Des dalles bleuâtres à cassure noire, alternant avec des schistes foncés, cet ensemble ayant au moins 20 mètres d'épaisseur ;

5° Des calcaires bleus ou noirs très compactes, avec de rares bancs de schistes argileux intercalés : ce terme a plusieurs centaines de mètres d'épaisseur.

De La Garde au ravin du Ribaut, le chemin, à peu près horizontal, suit la base de ce dernier terme. Mais la bande triasique est tout proche, et l'on y rentre au

[1] Consulter les coupes 9 et 10, Planche V.

pied de la montée du Ribaut, pour cheminer ensuite à la limite du Trias et des gneiss. Ceux-ci, très souvent amphiboliques, sont dirigés Nord-30°-Ouest, avec un plongement très fort vers le Nord-Est. Les couches secondaires, toujours discordantes, sont dirigés Nord-20°-Est et plongent de 45° vers l'Ouest. Le Trias se compose d'un banc de grès irrégulier, épais de quelques décimètres, puis de dolomies à patine capucin avec lits siliceux, surmontées de dolomies jaunes cloisonnées, et enfin de dolomies d'un blanc jaunâtre. Ce Trias n'a pas cent mètres d'épaisseur. Au-dessus, viennent les calcaires du Lias, qui constituent toute la montagne de Villard-Reculas.

Le plateau qui porte l'église St-Ferréol et la chapelle St-Antoine est formé de gneiss amphiboliques, plus ou moins granulitisés, dirigés Nord-40°-Ouest ou même Est-Ouest, avec plongement vers le Nord. Dans le ravin d'Huez, on voit ces gneiss faire place assez brusquement à des schistes micacés et à des cornes brunes. Peu à peu, la direction se rapproche de Nord-20°-Ouest. Gneiss et schistes sont profondément entaillées par les gorges de la Sarenne. La limite du Primitif et de l'Archéen fait un angle d'eau moins 30° avec le bord Est du synclinal liasique de Villard-Reculas. *Les plis alpins*, dans la région d'Huez, ne *coïncident donc pas exactement avec les plis hercyniens.*

D'Huez à l'Alpe, le chemin muletier se tient dans la moraine qui remplit la combe entière et cache, à partir de la Chapelle St-Antoine, la bande triasique. C'est l'ancienne moraine du glacier des Rousses. La granulite, les gneiss archéens, les poudingues houillers, s'y rencontrent pêle-mêle, en blocs de toute dimension. La plus grande partie des admirables prairies de l'Alpe s'étend sur les dépôts glaciaires. En maint endroit, des tourbières se sont établies dans les bas-fonds. Ailleurs, le sol, aujourd'hui cultivé en prairies, était, au temps de la Gaule romaine, couvert de belles forêts, et l'on a retiré, sur plusieurs points, de grands troncs de sapin ou de hêtre enfouis dans l'humus profond et noir.

Quand on remonte la pente des prairies et des pâturages dans la direction des Petites Rousses, on voit bientôt la granulite impure sortir, sous forme de roches moutonnées et polies, de la couverture glaciaire. Au point coté 1847, au Sud-Est de l'Alpe, les schistes micacés et les cornes de l'Archéen ne sont point encore influencés par la granulite ; mais, en suivant le bord du plateau, entre le point 1847 et la Chapelle Saint-Nicolas, on peut suivre facilement les progrès très rapides de la granulitisation. Au dessus du moulin Sarret, dans le ravin de Rignon, les roches sont déjà des gneiss très feldspathiques. A Brandes, dans le petit mamelon rocheux qui domine des haldes de baryte sulfatée [1], le gneiss est porphyroïde et passe insensiblement à la granulite impure. Le ravin escarpé par où l'on peut descendre du plateau de Brandes aux moulins Veyrat, sur la Sarenne, est creusé dans cette dernière roche.

Cette granulite est toujours très chargée de débris de gneiss chloriteux qui

[1] D'après Dausse (*loco citato*, p. 147), cette barytine provient de filons exploités au siècle dernier sur la pente méridionale des Petites-Rousses. Il y avait à Brandes un atelier de préparation mécanique.

lui donnent une teinte verdâtre. Mais la roche est massive, non stratifiée, assez homogène dans son ensemble. Elle est toujours largement cristallisée. La pureté augmente quand on marche vers le Nord, en même temps que le grain devient de plus en plus fin. A l'endroit où commence l'escarpement rectiligne des Petites-Rousses, à 1800 m. au Nord de Brandes, on voit apparaître la roche éruptive franche, que l'on peut suivre désormais, sans aucune solution de continuité, jusqu'au col du Couard.

Au Nord du châlet désigné sous le nom de Faure par l'État-Major français, on retrouve la limite du Trias et de la granulite. Cette limite suit pendant quelque temps le ravin qui passe immédiatement au Sud du point coté 2071. Le Trias, plongeant faiblement vers l'Ouest, recouvre comme un manteau la surface ondulée de la roche cristalline. Au contact même, on voit des grès fins peu épais, puis des dolomies à patine capucin, surmontées elles-mêmes de dolomies grumeleuses (brèches) et de cargneules. Au col par où l'on passe dans la vallée d'Oz, le Trias plonge vers l'Ouest de 40° environ : il a environ cent mètres d'épaisseur, entre la granulite impure et les calcaires du Lias. Du haut du col, où traînent encore quelques lambeaux de moraine, on voit, dans le profond ravin qui s'ouvre au Nord, se poursuivre la bande de cargneules. Elle marche à peu près suivant le thalweg. A l'Ouest de cette bande, tout est calcaires et marnes jurassiques, jusqu'à la vallée de l'Eau-d'Olle.

En revenant vers le Sud-Est et traversant l'extrémité méridionale du plateau granulitique des Petites-Rousses, on rencontre, en face de Brandes, deux ravins étroits, sensiblement parallèles, descendant l'un et l'autre du plateau du lac Blanc. Ces deux ravins ont épousé deux petit synclinaux alpins, contenant chacun une bande de dolomies du Trias pincée dans un repli de la granulite impure ou des gneiss. Ces bandes triasiques, extrêmement étroites, sont interrompues çà et là par l'érosion. Dans les thalwegs, qui correspondent rigoureusement aux axes des synclinaux, les bancs sont le plus souvent verticaux. Sur les flancs des ravins, d'autres lambeaux de dolomies traînent à la surface de la granulite. La petite combe marécageuse située à l'Ouest du point 2548 correspond également à un synclinal qui rejoint, au Sud, l'un des deux précédents. Les témoins dolomitiques abondent dans cette combe : on y voit même des bancs de poudingues triasiques, le long de la pente escarpée où coulent les eaux de Villard-Reculas (sous les deux premiers chiffres de la cote 2548).

Ainsi qu'on peut le voir sur notre carte, le plus oriental de ces petits synclinaux s'est reformé sur l'emplacement d'un synclinal hercynien. Sur la rive gauche du petit ravin situé immédiatement à l'Ouest de celui où s'ouvre la mine de l'Herpie, on entre dans des schistes micacés fissiles et friables, les uns très blancs et argentés, les autres verts, les autres noirâtres. Ces schistes alternent avec des poudingues d'un haut métamorphisme. Quelque-uns présentent au microscope les caractères de tufs d'orthophyre : on y voit, dans une pâte siliceuse et argileuse, chargée de séricite de dynamo-métamorphisme, des prismes d'apatite et de zircon, et de nombreux cristaux, plus ou moins kaolinisés,

d'orthose ou d'oligoclase. Ce lambeau houiller, difficile à séparer des schistes archéens qui l'enclavent, peut avoir trois ou quatre cents mètres de largeur.

L'arête qui sépare ce synclinal houiller de celui de l'Herpie est formée de schistes archéens friables, bruns ou roux, chargés d'oligiste et de sidérose, dirigés Nord-Sud et plongeant fortement vers l'Est. Ces schites se granulitisent localement quand on marche vers le lac Blanc. Plus au Nord, dans les escarpements qui dominent ce lac, les schistes verts alternent avec des bancs de granulite franche. Le lac repose dans la granulite ou à la limite de la granulite (rive droite) et des schistes (rive gauche). Sur le plateau qui s'étend à l'Est du lac, on voit les schistes à sidérose et oligiste renversés sur des grès bruns et des dolomies roussâtres. Ce Trias redevient bientôt horizontal et forme un manteau étendu sur les gneiss. A la naissance de l'émissaire, ce manteau triasique se raccorde aux synclinaux des deux ravins.

Le bord Ouest du synclinal houiller de l'Herpie est constitué par un gros banc de poudingues. C'est ce banc, épais de 30 à 40 mètres, qui, depuis le châlet de la Charbonnière jusqu'au sommet de la combe, domine constamment le chemin muletier. La grande masse du synclinal est faite de schistes noirs ou de grès fins. La couche d'anthracite se trouve à peu près dans l'axe du pli. Toutes ces couches, dirigées Nord-Sud, plongent de 40 à 60° vers l'Est et s'enfoncent sous les escarpements de l'Herpie.

La partie la plus abrupte de ces escarpements est faite de gneiss granulitiques, passant, vers le Sud, à une granulite très franche dont les rochers blancs dominent le chalet de la Charbonnière (2021). Au dessus des gneiss, reviennent les schistes bruns et roux, fissiles et friables, fendillés et cassés dans tous les sens, que nous avons déjà signalés dans la crête sise à l'Ouest de la bande houillère. Toute la crête de l'Herpie est faite de ces schistes : c'est à eux qu'elle doit sa couleur noirâtre et son aspect de terrain brûlé. Sur la crête même, la roche est tellement fendillée que l'allure est confuse. Mais en descendant sur le glacier de Sarenne ou en marchant le long de l'arête dans la direction du Sud, on s'aperçoit bientôt que cette allure est en réalité très régulière. Les schistes archéens, de même que les assises houillères sur lesquels ils sont renversés, plongent de 40 à 60° vers l'Est.

Le prolongement de l'arête des Grandes-Rousses au-delà des gorges de la Sarenne forme le sommet coté 2171 et la longue croupe du Puys. Les schistes archéens y sont encore très fissiles, mais ils n'ont plus la couleur brune ou brun-rougeâtre des roches de l'Herpie : ce sont des schistes séricíteux à clivage très luisant, rarement feldspathisés, présentant une couleur rougeâtre beaucoup plus claire que celle dont nous venons de parler. La feldspathisation augmente quand on va vers le Sud. Près du Puys, la roche passe à un gneiss granulitique de composition très variable. Les gorges de la Romanche sont ouvertes dans des gneiss très feldspathique. en bancs compactes, alternant avec des chloritoschistes et des schistes à séricite. La direction est encore Nord-Sud, mais le pendage vers l'Est atteint 80°.

Le synclinal houiller de l'Herpie se suit bien, par le Gua, le Cluy, le Mailloz,

usqu'au Chatelard, où il est coupé par la route de Grenoble à Briançon. En ce point la coupe suivante a été donnée par Lory [1], de l'Ouest à l'Est :

gneiss très quartzeux ; gneiss plus feuilletés, passant au micaschiste feldspathique; schistes micacés blanchâtres ou verdâtres, à feuillets droits et non ondulés; schistes quartzeux, sorte de grès schisteux modifié; schistes verts, satinés, non micacés, nullement cristallins, avec des vésicules transversales de quartz d'un éclat gras; schistes tendres, plus foncés, bientôt noirâtres, très fragiles ; grès à anthracite, puis retour de la série précédente jusqu'au gneiss dans lequel est ouvert le tunnel de l'Infernet.

Au Cluy, l'épaisseur de la bande houillère est d'environ 500 mètres. L'inclinaison est moindre qu'au Chatelard (45° environ). Au dessus du chemin du Puys aux Cours, le terrain houiller se cache bientôt sous une épaisse moraine. Près du col du Cluy, diverses fouilles entreprises pour la recherche de l'anthracite ont percé ce recouvrement glaciaire. La moraine en question provient du glacier de Sarenne.

En descendant du col du Cluy au Gua, on voit bientôt reparaître le Houiller, dont la vallée de la Sarenne offre une bonne coupe. Au dessus du Moulin Dussert, ce Houiller supporte un petit lambeau de dolomies triasiques orienté Nord un peu Ouest et sensiblement concordant avec les schistes. Ceux-ci ont un aspect archéen très prononcé, et, n'étaient les intercalations noirâtres que l'on aperçoit de part et d'autre dans la vallée, on se croirait en plein Archéen. La limite Est du Houiller est absolument indécise, et, sur les échantillons rapportés de ces parages, le microscope ne décide pas toujours nettement entre l'Archéen et le Houiller. La limite Ouest est cachée par la moraine, vers le point 1660. Au delà des débris glaciaires, auquels se mélangent les éboulis de l'arête de l'Herpie, la granulite reparaît. Sur la rive gauche de la Sarenne, entre cette granulite et le Houiller, viennent mourir en synclinal les calcaires jurassiques de l'Homme d'Auris et les dolomies triasiques qui les supportent.

Toute cette région comprise entre le lac Blanc et le Freney a été fort exactement décrite et très bien comprise par Dausse. Le premier, il a raccordé les recherches d'anthracite du Chatelard aux exploitations de l'Herpie, et signalé au Gua et au Cluy le passage de cette bande houillère. « La formation anthraciteuse, dit-il, est une bande encaissée dans la roche primitive et dirigée entre le Nord vrai et le Nord magnétique.... La crête sud des Rousses est formée de schistes talqueux.... ou de gneiss voisins du schiste talqueux constamment roussi par le fer et présentant très fréquemment des filons d'oligiste.... Au dessous du gneiss schisteux, brun roussâtre et métallifère, qui constitue assez uniformément l'Herpie, j'ai rencontré le terrain anthracifère relevant sous environ 50° [2] ».

Entre la Garde et Auris, les terrains secondaires prennent un développement considérable. Les sommets cotés 1781, 1875, 2179, 2080 sont formés de couches liasiques peu inclinées, souvent même tout à fait horizontales (Voir coupe n° 10).

[1] Lory, *Description géolog. du Dauphiné*, p. 84.
[2] Dausse, *loco citato*, p. 183, 184 et 185.

L'épaisseur de cette couverture atteint en certains endroits un millier de mètres. Tout au sommet, sur les cimes gazonnées de l'Homme d'Auris, les dépôts calcaires ont encore le faciès du Lias moyen. Ce n'est donc là qu'une partie de la couverture originelle sous laquelle, à la fin du Jurassique, était cachée l'ancienne chaîne.

Sur les versants Nord et Sud de ce petit massif calcaire, on peut, en plusieurs points, constater la discordance du Trias (qui forme la base de la couverture secondaire) et des gneiss granulitiques archéens. Cette discordance est naturellement à son comble là où les couches secondaires sont le plus faiblement ondulées. C'est ainsi que sur le chemin d'Auris à la Garde, qui suit le bord du socle de gneiss, on voit presque partout les dolomies du Trias, horizontales ou très faiblement inclinées, reposer sur les tranches des assises cristallines. Mais partout où les plissements alpins ont été très énergiques, il y a concordance apparente entre le Trias et l'Archéen. Ainsi en est-il au Nord de Rosai, et un peu plus loin, entre l'Etable Eustache et la Sarenne : la même concordance apparente s'observe encore à l'Est du Chatelard, près de l'Etable Permont. Dans le ravin du Cluy, le Trias et le Lias sont concordants avec le Houiller, et, plus bas, sous le Chatain, avec les gneiss.

Les ondulations des calcaires d'Auris présentent au plus haut degré le caractère commun à tous les plis *alpins* de la région : l'extrême irrégularité et la grande inégalité des plis. A côté d'un pli très aigu, comme celui de l'Étable Chaloin qui ramène les cargneules au milieu des calcaires verticaux, on observe des plis à très large courbure, comme ceux du Signal de l'Homme. L'anticlinal de l'Etable Chaloin, quand on le suit vers le Sud, s'élargit très rapidement, et, sur l'arête 1875-1781 qui le prolonge, les couches sont, dans leur ensemble, à peu près plates sur de larges espaces. De même, quand on suit la base de la couverture secondaire, on décrit, tout autour du massif, une courbe dont l'allure générale est celle d'une courbe de niveau : mais, de distance en distance, des synclinaux très aigus s'ouvrent dans le socle gneissique, où les couches secondaires pénètrent plus ou moins profondément comme des coins. Tel est le synclinal, qui, sous le Chatain, fait descendre les cargneules et les calcaires presque jusqu'à la Romanche : tel est celui du Chatelard, par où les dolomies plongent jusqu'à la Sarenne ; celui de Gardent, en face la chapelle St-Nicolas, et celui du point 1660, au Nord-Est de l'Homme.

Nous avons vu que ce caractère est encore plus accusé dans les Petites-Rousses, où le Trias seul est resté, sous forme de lambeaux ondulés, tantôt horizontaux sur de grandes étendues, tantôt brusquement pincés en V dans les replis du socle granulitique. Les synclinaux des petits ravins qui remontent vers le lac Blanc sont parmi les plus aigus de la région.

Les environs du Chatelard sont intéressants au point de vue du Trias. Ce terrain est ici purement dolomitique. Le faciès habituel est celui d'une dolomie grisâtre, plus rarement jaunâtre, simulant de loin les calcaires du Lias. L'épaisseur de ces dolomies semble dépasser 200 mètres. Elles passent localement à des cargneules. A La Ville, elles reposent en discordance sur un gneiss très

granulitique, parfois amphibolique. Les maisons du Chatelard sont bâties sur les cargneules, mais les dolomies grises forment la petite butte à l'Ouest du village. De là, on peut les suivre, par Maronne, jusqu'à Rosai : leurs bancs plongent comme la montagne et descendent à peu près jusqu'à la Sarenne dans le vallon boisé qui fait face au ravin d'Huez. Le hameau de Rosai est en partie sur les cargneules, en partie sur les schistes archéens : au Nord-Est de ce petit village, on voit les dolomies finir en pointe, dans la direction du Nord-Est, par des variétés roussâtres, un peu gréseuses. Ce synclinal aminci est ouvert dans les schistes et gneiss archéens *Nord-Ouest*, c'est-à-dire sensiblement orthogonaux aux couches triasiques.

Les schistes archéens de Rosai sont très remarquables. On en a une bonne coupe en allant de Rosai à Huez par le chemin muletier. Ce sont des schistes satinés, noirs, verts ou bruns, rarement feldspathisés, d'aspect peu métamorphique. Ils sont dirigés Nord-Ouest et plongent au Nord-Est de 70°. L'étude microscopique [1] montre que ce sont des schistes micacés, analogues aux schistes précambriens du Plateau Central : on y voit quelquefois de l'amphibole, à la place du mica noir. Dans certaines variétés, le métamorphisme s'est traduit par une feldspathisation spéciale.

Si l'on essaie de suivre les plis de la région d'Huez et d'Auris, on s'aperçoit immédiatement de ce fait remarquable, que nous avons déjà signalé plus haut et sur lequel il importe de revenir, à savoir qu'*il n'y a pas concordance entre les plis alpins et les plis hercyniens*, ou du moins que cette concordance ne se rétablit que sur le bord Est de la région considérée, au voisinage de l'anticlinal des Grandes-Rousses. Entre la Garde et le Gua, les plis alpins, ceux de la couverture triasique et liasique, sont dirigés vers le Nord ou le Nord-Est. Le synclinal du Chatelard et de Rosai a son prolongement évident dans celui du bord Est du plateau de l'Alpetta, au pied de la faille des Petites-Rousses. Le synclinal de Gardent, au Nord de l'Homme, se prolonge visiblement par ceux qui remontent au lac Blanc et qui n'en sont que le dédoublement. Quant au synclinal du Cluy, il se termine au Gua (point 1660) entre la granulite et le Houiller : au Sud, vers le Châtain, il abandonne le Houiller et finit en pointe au milieu des gneiss.

De l'autre côté de la Sarenne, le bord du grand synclinal de Villard-Reculas est dirigé Nord-Nord-Est, de la Garde au châlet du lac Besson. Cette direction, qui se manifeste dans l'alignement de l'arête 1975-2020, est celle des couches du Lias dans tout le massif compris entre Huez et l'Eau-d'Olle.

Tandis que les plis alpins vont vers le Nord, le Nord-Est ou le Nord-Nord-Est, les plis hercyniens vont plutôt vers le Nord-Ouest. Nous avons signalé la disposition orthogonale des couches triasiques et des assises archéennes près de Rosai. Le même fait s'observe au Sud d'Huez, près de l'église St-Ferréol. Les gneiss amphiboliques de la Garde et de la Ville sont évidemment les mêmes que ceux de Vaujany, les mêmes aussi que ceux des gorges de la Romanche,

[1] Voir *suprà*, p. 19.

près du pont St-Guillerme : ils sont, dans l'ensemble, dirigés Nord-Nord-Ouest, et font, avec les axes des plis alpins, un angle d'environ 40°.

Le parallélisme se rétablit près de l'anticlinal des Grandes-Rousses. Le synclinal du Cluy est dirigé Nord-Sud, comme cet anticlinal, et comme la bande houillère. Mais, s'il y a parallélisme, il n'y a pas encore concordance absolue. L'axe du synclinal du Cluy ne coïncide pas avec celui de la bande houillère : le pli ne s'est pas reformé exactement au même endroit.

CHAPITRE VI

TECTONIQUE GÉNÉRALE DE LA CHAINE DES ROUSSES. PLIS ALPINS ORTHOGONAUX. PLIS HERCYNIENS

Si l'on fait abstraction des plissements antérieurs au Trias, c'est-à dire si l'on ne considère que les plissements alpins, les Grandes-Rousses sont un massif relativement simple. Les plis alpins (on en peut juger par l'allure des courbes en *pointillé gras* dans nos planches de coupes) sont habituellement *normaux*: ils se serrent les uns contre les autres, mais ils ne se couchent pas les uns sur les autres. Les assises sont habituellement très redressées, fort souvent verticales : il est rare qu'elles soient renversées.

Deux choses frappent immédiatement et à première vue : l'extrême inégalité des plis et l'inclinaison de leurs axes sur l'horizon. Deux plis voisins peuvent différer considérablement par la courbure, et par la profondeur à laquelle sont amenées, dans les thalwegs de ces plis, les couches d'un même horizon géologique. Le même pli, si on le suit d'un bout à l'autre de la chaîne, varie également beaucoup quant à la courbure, et de plus la projection de son axe sur un plan vertical parallèle à la chaîne est une courbe tournant sa convexité vers le ciel.

Ainsi, en prenant comme niveau géologique de comparaison la surface sur laquelle se sont déposés les premiers sédiments triasiques, on voit aisément que cette surface peut s'abaisser jusqu'à la cote 500 m. (au dessus du niveau actuel des mers) dans l'axe des synclinaux de Vaujany et de Clavans, tandis qu'elle se tient à 2000 m. et plus dans les thalwegs des synclinaux des Petites-Rousses, et qu'elle monte à 2700 mètres dans le synclinal du Château-Noir. Cette surface monterait naturellement beaucoup plus haut encore dans l'axe de l'anticlinal principal, si l'érosion n'avait dénudé la clef de voûte jusqu'à l'Archéen. Au-dessus de l'Étendard et du pic Bayle, c'est entre 3600 et 4000 mètres que s'élèverait cette surface de base du terrain secondaire. Plane à l'origine de l'époque triasique, elle présenterait actuellement des dénivellations de plus de 3000 mètres entre des verticales distantes seulement de 5 ou 6 kilomètres.

D'autre part, si nous suivons l'axe d'un pli bien déterminé et bien connu,

par exemple du synclinal du lac Tournant, nous voyons varier dans une large mesure la cote actuelle de la base du Trias. Près du col de la Croix-de-Fer, cette base doit descendre à la cote 1200 ou même à la cote 1000. Elle se relève rapidement quand on suit le synclinal vers le Sud, atteint probablement 2000 mètres vers le Grand-Lac, 2500 mètres vers le lac Tournant, 2800 mètres au col des Quirlies. Nous la retrouvons au Château-Noir à 2700 mètres, au Collet à 2000 mètres, au Freney à 800 mètres. Au delà de la Romanche, le pli se relève, et la base du Trias, dans le thalweg de l'Alpe de Mont-de-Lans, doit atteindre la cote 1600[1]. A Vénosc, le thalweg du Trias est en dessous du Vénéon, c'est-à-dire à une cote inférieure à 900 mètres, mais au Sud du Vénéon il y a de nouveau relèvement jusqu'au col de la Muzelle où la base du Trias, se trouve, selon toute vraisemblance, aux environs de la cote 2000.

De même, dans le plan axial de l'anticlinal principal des Rousses, on aurait, *au minimum*, les cotes suivantes pour la base du Trias, en allant du Nord au Sud : 1800 m. au col du Glandon; 3000 m. à la hauteur du Grand-Lac; 3600 m. sur l'Étendard, le pic Bayle, le pic du lac Blanc; 3000 m. sur l'Herpie; 2200 m. à l'Ouest du Collet; 1400 m. sur Bons; 3000 m. sur la Brèche du Vallon; 3300 m. sur le Clapier du Peyron.

Un dernier exemple peût être pris dans les plis multiples du grand synclinal de Clavans. Ainsi que nous l'avons dit au chapitre IV, ces plis, dont l'axe n'est jamais horizontal, se poursuivent au delà de la Romanche par les nombreux replis triasiques et liasiques des montagnes de Tête-Mouthe et du Diable, au Nord-Ouest de St-Christophe. Dans ces montagnes, la base du Trias se tient à la cote moyenne de 2700 mètres, tandis qu'au Chambon elle descend bien au-dessous de la Romanche, c'est-à-dire bien au-dessous de 1000 mètres. Là est le minimum : au Nord de la Romanche, les axes des plis remontent jusqu'au droit de l'Étendard, pour s'abaisser ensuite vers la Maurienne. Nous avons vu qu'à l'extrémité Sud des Arènes ils font affleurer l'Archéen au milieu du Lias, à 2800 mètres d'altitude.

Un autre caractère, c'est la rectilignité, en projection horizontale, de ces plis ondulés. Ils sont Nord-Sud, ou Nord-5°-Est, sur de très grandes longueurs, par exemple, du Valjouffrey au col de la Croix-de-Fer, du Clapier du Peyron à l'Eau-d'Olle, de St-Jean-d'Arves aux glaciers du Vallon ou de la Mariande. Un seul est légèrement tordu, c'est le synclinal des Aiguillettes, dont la direction passe de Nord-10°-Est à Nord-40°-Est.

Tous ces caractères se retrouvent, comme nous l'établirons au cours d'une prochaine étude, dans les plis alpins du massif du Pelvoux.

Comme le massif du Pelvoux, le massif des Grandes-Rousses est déterminé *par une surélévation locale d'un système de plis parallèles*. Pour parler le langage de la géométrie, chacun de ces massifs est un lieu des maximas des courbes obtenues en joignant, dans un synclinal tous les points du thalweg, dans un anticlinal tous les points situés sur la clef de voûte.

[1] Le Houiller affleure dans ce thalweg, près des maisons de l'Alpe, à 1600 m. d'altitude.

Les plis traversent ces massifs du Sud au Nord sans aucune déviation, au lieu e les contourner, comme on a souvent été tenté de le croire. Et si les témoins e terrains secondaires sont rares dans les hautes régions du Pelvoux et des lousses, cela tient uniquement à ce que ces terrains, portés trop haut par la suélévation locale des plis, ont été presque entièrement enlevés par l'érosion. De ıême. la grande hauteur de ces massifs de granulite, de gneiss ou de vieux chistes, est simplement due à ce que, pendant bien des siècles, l'érosion a traaillé à la destruction de leur couverture secondaire. Quand cette couverure a disparu, sauf quelques loques oubliées çà et là, les terrains crisallins mis à nu ont résisté aux agents atmosphériques plus efficacement que s calcaires, les marnes ou les grès des montagnes voisines: et bien qu'ils oient éventrés et ruinés à leur tour. leurs ruines sont si fières, elles montent si aut, et sont fondées sur des bases si massives et si larges, qu'on se prend, devant ces grands débris de montagne, à rêver de leur durée indéfinie, à douter le la victoire finale (pourtant si sûre) des agents atmosphériques et du emps.

Ces surélévations locales de tout un système de plis sont évidemment produites par un plissement transversal au premier : et les deux plissements sont ensiblement orthogonaux. La vallée de la Romanche, entre le Bourg-d'Oisans et Mizoën. correspond à une dépression des plis, à un synclinal du système transversal. Cette dépression est sensiblement dirigée de l'Est à l'Ouest, c'est-à dire à peu près perpendiculairement aux plis alpins. Là est vraiment la séparation géologique entre les Rousses et le Pelvoux.

A l'Est de Mizoën. la dépression s'infléchit vers le Nord, passe probablement sous la cime de Rachas et revient ensuite au Sud jusqu'à La Grave. Le plateau l'Emparis appartient donc géologiquement au massif du Pelvoux. A l'Est de la Grave, la dépression s'en va passer au col du Lautaret. Le massif de Combeynot, entre les cols du Lautaret et d'Arsine, est une région surélevée comprise entre deux dépressions Est-Ouest: c'est un Pelvoux en miniature.

A l'Ouest du Bourg-d'Oisans, la dépression principale coupe l'arête du Taillefer entre la cime maîtresse et le sommet de Cornillon, sur le plateau des lacs, et se dirige sur Vizille. La vallée de la Romanche entre Séchilienne et Saint-Pierre-de-Mésage correspond à peu près à l'axe de la région abaissée.

Ainsi. dans le système des plis Est-Ouest, c'est aux Grandes-Rousses que se rattachent Cornillon et Belledonne, tandis que le Taillefer appartient à l'axe anticlinal de la Meije et de Combeynot.

Au Nord des Rousses, la zone déprimée perpendiculaire à la chaîne ne se montre avec netteté qu'au col du Glandon. A l'Est de l'Ouillon. les plis alpins sont tous trop enfoncés pour que l'on puisse aisément juger de leurs ondulations transversales [1]. A l'Ouest du Glandon. la zone déprimée semble se rejeter plus au Sud, en se composant momentanément avec un synclinal alpin : puis elle

[1] Il nous semble très probable que la vallée de l'Arc, entre St-Michel et Modane, correspond à une dépression, qui pourrait être la même que celle du Glandon.

reprend la direction de l'Ouest et s'en va probablement. par la cluse de Maupas gagner le Pas de la Coche. Ainsi s'explique cette séparation profonde entre le massif de Belledonne et celui des Sept-Laux. Belledonne fait partie du même pli transversal que les Grandes Rousses ; les Sept-Laux sont le témoin d'un autre anticlinal transversal, moins élevé et surtout moins étendu vers l'Est. Du Pelvoux aux Sept-Laux, l'importance des anticlinaux du système Est-Ouest diminue donc rapidement : de plus, le point culminant du dôme se déplace vers l'Ouest.

Nous avons considéré jusqu'ici le massif du Pelvoux comme une unité géologique comparable aux Rousses, c'est-à-dire comme produit par un seul anticlinal du système Est-Ouest. Il résulte, en réalité, de plusieurs anticlinaux à grand rayon de courbure séparés les uns des autres, tantôt par des dépressions peu marquées, de simples sillons, tantôt par des fossés étroits et profonds. La vallée du Vénéon entre Vénosc et Lanchâtra correspond certainement à l'un de ces fossés ; de même le col d'Arsine : et il est permis de supposer que ces deux dépressions se raccordent par un sillon moins marqué correspondant à la vallée de la Selle, au Replat et à la crête abaissée des Cavales. A l'Ouest, cette dépression passe au col des Mayes et produit l'enfoncement bien connu du Houiller, sous Saint-Jean-de-Vaux. Ce qui est certain, c'est que Combeynot, la Meije, le pic de la Grave, le Diable et l'Alpe, jalonnent un seul et même anticlinal. La Tête-des-Filons et Taillefer appartiennent sans doute à la même zone surélevée. Plus au Sud, le Clapier du Peyron, la Muzelle, les Ecrins, le Pelvoux font partie d'un autre anticlinal, au Sud duquel on peut reconnaître encore une autre dépression (Entraigues, Valsenestre, les Marmes), prolongée sans doute par le haut Valgaudemar et la Vallouise.

Toute cette région des Alpes françaises est donc parcourue *par un réseau de plis orthogonaux*. Les uns, dont la direction est voisine de celle du méridien, sont très multipliés et très serrés ; les autres, en petit nombre, affectent plutôt la forme d'ondulations larges et tranquilles. On sait que M. Kilian[1] a signalé depuis plusieurs années, un exemple de ces ondulations transversales dans le massif de Varbuche. entre Saint-Jean-de-Maurienne et Moutiers, sans vouloir d'ailleurs y reconnaître l'effet de deux poussées distinctes et orthogonales. Elles prennent, au Sud de l'Arc, une ampleur incomparablement plus grande, vont grandissant jusqu'au Pelvoux, puis semblent de nouveau s'atténuer au Sud de ce dernier massif. La loi des plissements orthogonaux, récemment formulée par M. Marcel Bertrand[2] dans sa magistrale étude sur la continuité des mouvements orogéniques, trouve ainsi sur notre propre sol une nouvelle et éclatante confirmation.

Contrairement à ce qu'enseignait Lory, le rôle des failles longitudinales dans l'orogénie des Rousses paraît être peu important. Il est certain qu'il y a eu, sur

[1] Kilian, *Sur l'allure tourmentée des plis isoclinaux dans les montagnes de la Savoie*, Bull. Soc. Géolog. 3e série, t. XIX.

[2] M. Bertrand, *Sur la continuité du phénomène de plissement dans le bassin de Paris*, Bull. Soc. Géolog. 3e série, t. XX.

ı bord de ces zones synclinales si profondes de Vaujany et de Clavans, glisseient des assises les unes sur les autres. Ce glissement a amené la disparition 'une épaisseur plus ou moins grande de strates, surtout sur le versant Est de ı chaîne Mais, sauf les failles, toutes locales et à faible rejet, des Petites-ousses. on ne peut pas dire que ce glissement se soit fait suivant un plan priilégié. Les couches du Lias ont glissé les unes sur les autres, tout comme elles nt glissé sur le Trias et tout comme le Trias a glissé sur les terrains primaires. n'y a pas même de raison de supposer que le déplacement relatif maximum it eu lieu au contact du Primaire et du Trias.

Le bord Est des Rousses. où Lory plaçait une de ses grandes failles, semble orrespondre à un faisceau de plis très aigus et très serrés. sensiblement vertiaux. C'est une zone écrasée. D'autres plis ont subi des écrasements locaux, au oint de passer à des plis-failles (tel le synclinal à l'Est du Grand-Sauvage). ans tous les cas, c'est le refoulement latéral qui a produit toutes les apparences normales : on ne constate nulle part (sauf dans les rejets des Petites-Rousses) action directe d'un affaissement.

La conception de Lory, d'un massif cristallin resté en l'air. et séparé, par es failles, de régions abîmées où le Lias se serait plissé par affaissement sur ui-même, cette conception, qui ne manquait d'ailleurs ni de grandeur, ni d'oriinalité, est certainement inexacte.

L'étude des Grandes-Rousses se complique quand on veut considérer, à traers le réseau orthogonal du ridement alpin, les plis antérieurs au Trias, les lis de l'ancienne chaîne hercynienne.

Que cette chaîne ait été esquissée avant le dépôt du Houiller, c'est ce dont il st impossible de douter ; mais il est certain que les plissements en étaient peu ccentués. L'anticlinal principal des Grandes-Rousses existait déjà, probableient aussi celui du Rivier d'Allemont. Un autre anticlinal se dressait à l'Est es Rousses, sans doute sur l'alignement où se trouve actuellement le Mont harvin.

Après le dépôt du Houiller, les synclinaux se sont resserrés, comme dans le lateau Central. De part et d'autre de l'axe archéen des Rousses, il se forma insi deux longues bandes synclinales, dirigées Nord-5°-Est. A l'Ouest du syninal Ouest. un anticlinal ramenait le terrain granulitique : son axe allait vraiemblablement des Petites-Rousses aux Rochers de l'Argentière. Plus à l'Ouest ncore, se trouvait un synclinal correspondant à la zone Vaujany-Grande-Maion. Enfin, venait un grand anticlinal, celui du Rivier-d'Allemont : Nord-Ouest ans la région d'Huez, il tournait au Nord sous Villard-Reculas et Oz. Entre cet nticlinal et celui des Petites-Rousses, le synclinal de Vaujany s'élargissait condérablement.

Selon toute vraisemblance, ces plis hercyniens post-houillers étaient encore eu multipliés. et à grand rayon de courbure. Sur de vastes étendues, les couhes houillères avaient sans doute de très faibles inclinaisons.

C'est sur ce sol plissé, peu à peu nivelé par abrasion marine, que le Trias et

Crêt
es Arè
rrent
u-blan
ot
2e
x

une partie du Jurassique ont accumulé leurs assises, sur une épaisseur d'au moins 2000 mètres.

Puis se sont formés les plis alpins, commencés probablement dès la fin du Jurassique.

D'une façon générale, les plis alpins (nous ne parlons point ici des ondulations transversales) se sont établis dans la direction même des anciens plis. La concordance de direction paraît presque rigoureuse au premier abord. Quand on entre dans le détail, on voit que les deux directions font souvent entre elles de petits angles : exceptionnellement l'angle d'écart va à 45°, et même, sur un seul point (Rosai), à 90°.

L'angle d'écart est en moyenne de 40° dans la région d'Huez. Le synclinal alpin de Vaujany, dont la direction est Nord-10°-Est coupe nettement l'anticlinal de Primitif du Rivier-d'Allemont. C'est une conséquence de la direction localement aberrante de ce dernier. Les plis redeviennent sensiblement parallèles au delà de Vaujany.

Le synclinal alpin des Aiguillettes fait un angle de 20° avec le pli hercynien des Petites-Rousses, et il coupe cet anticlinal sur l'emplacement actuel des Aiguillettes. Le synclinal hercynien de l'Herpie coupe ce même synclinal des Aiguillettes, sous un angle d'une dizaine de degrés. Le même synclinal des Aiguillettes coupe encore, au col du Glandon, l'anticlinal des Rousses. Cette direction, constamment anormale (depuis Vaujany) du synclinal des Aiguillettes, tient vraisemblablement à ce qu'il est un *pli mixte*, résultant d'une sorte de composition locale des deux plissements alpins orthogonaux.

A l'Est de l'anticlinal des Rousses, la discordance de direction est bien moindre. Souvent même, elle est nulle. Elle ne se traduit, quand elle existe, que par le chevauchement des bandes secondaires sur les bandes houillères.

D'une façon générale, les plis alpins sont beaucoup plus nombreux et plus serrés que les plis hercyniens. Les larges bandes houillères qui représentaient chacune autrefois un synclinal unique, se sont repliées sur elles-mêmes en replis aigus, parfois écrasés. Dans ce reploiement des bandes houillères, il a pu arriver que l'axe de la bande, qui, selon toute vraisemblance, correspondait à l'axe du synclinal primitif, devînt un axe anticlinal. Tel paraît être le cas au col de la Croix-de-Fer.

Enfin, les plis les plus profonds du système alpin ne se sont pas formés sur l'emplacement des plis les plus profonds de l'ancienne chaîne. Le synclinal de Vaujany ne semble pas reposer sur une bande houillère importante, pas plus que celui de Clavans. Sur l'emplacement des synclinaux houillers de l'Herpie et de Sarenne, les plis alpins sont restés peu accentués, si bien que l'érosion les a facilement vidés de leur remplissage triasique ou liasique. Le synclinal du lac Tournant, le plus profond après ceux de Clavans et de Vaujany, ne se superpose que de loin en loin à un synclinal houiller. Sur de longs parcours, il est creusé dans l'Archéen, à peu près parallèlemement au bord Ouest du grand synclinal houiller de Sarenne, mais en dehors de ce synclinal. De même, le synclinal de Trias et de Lias qui repose, au col du C uy, dans le pli houiller de l'Herpie,

sort nettement de ce pli en approchant de la Romanche et s'avace en plein Archéen.

Quelques-unes de ces exceptions à la règle récemment formulée par M. Marcel Bertrand [1] s'expliquent aisément par la multiplicité des plis alpins ; d'autres, par une composition locale des deux mouvements orthogonaux donnant, soit au pli alpin (c'est le cas des Aiguillettes), soit au pli hercynien (c'est le cas d'Huez et de Rosai) une direction momentanément aberrante. Dans l'ensemble, la loi paraît se vérifier : *les grandes lignes anticlinales et synclinales se sont conservées à travers les âges*. Mais il ne faudrait pas demander à la règle de M. Marcel Bertrand, dans la région des Rousses et du Pelvoux, la rigueur qu'elle a dans les bassins de Paris et de Londres. Rigoureuse et presque mathématique dans le cas où des plis *posthumes* à grand rayon de courbure, de larges ondulations, se superposent à d'anciens ridements plus accentués, la loi serait seulement approchée lorsque, à d'anciens plis espacés et d'allure tranquille, s'est superposé un plissement intense.

Saint-Etienne, le 25 décembre 1893.

---

[1] « Les plissements dans les bassins de Paris et de Londres se sont toujours reproduits aux mêmes places ». Marcel Bertrand, *Sur la continuité du phénomène de plissement dans le bassin de Paris*, Bull. Soc. Géolog., 3e série, t. XX, p. 164.

TABLE DES MATIÈRES

Laval. — Imprimerie et stéréotypie E. JAMIN, 8, rue Ricordaine.

MINISTÈRE DES TRAVAUX PUBLICS

BULLETIN DES SERVICES

DE LA

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE

ET DES

TOPOGRAPHIES SOUTERRAINES

N° 41. — Tome VI, 1894-1895.

ÉTUDE STRATIGRAPHIQUE

DES TERRAINS TERTIAIRES OLIGOCÈNES

De la Vallée des Déserts (près Chambéry)

ET LEUR

EXTENSION DANS LA ZONE SUBALPINE ET LE JURA MÉRIDIONAL

PAR

HOLLANDE

Directeur de l'École préparatoire à l'enseignement supérieur de Chambéry,

PARIS

LIBRAIRIE POLYTECHNIQUE, BAUDRY ET Cie, ÉDITEURS

15, RUE DES SAINTS-PÈRES, 15

MÊME MAISON A LIÈGE, RUE DES DOMINICAINS, 7

1895

Le Bulletin de la Carte Géologique de la France paraît par fascicules contenant chacun un mémoire complet, dont la réunion forme chaque année un beau volume grand in-8° accompagné d'un grand nombre de planches, avec de nombreuses figures intercalées dans le texte.

Prix de l'abonnement ou de l'année parue. . . . . . . **20 fr.**

(Les cinq premières années sont en vente)

Il a été tiré à part un certain nombre d'exemplaires de chacun des bulletins destinés à être vendus séparément aux prix suivants :

Nº 1. Étude sur le massif cristallin du Mont-Pilat, sur la bordure orientale du Plateau Central, entre Vienne et Saint Vallier, et sur la prolongation des plis synclinaux houillers de Saint-Étienne et Vienne, par TERMIER, ingénieur des mines, professeur à l'Ecole de Saint-Étienne. 1 brochure grand in-8°, avec 28 figures dans le texte et 2 planches. . . . . 3 fr. 75

Nº 2. Note sur les terrains d'alluvions des environs de Lyon, par DELAFOND, ingénieur en chef des mines. 1 brochure grand in-8°, avec 1 planche. . . . . 1 fr. 25

Nº 3. Note sur l'existence des phénomènes de recouvrement dans les Pyrénées de l'Aude, par L. CAREZ, docteur ès sciences naturelles, 1 brochure grand in-8°, avec 1 planche. . . . . 1 fr. 25

Nº 4. Note sur les roches primitives de la feuille de Brives, par L. DE LAUNAY, ingénieur des mines. 1 brochure grand in-8°, avec 6 figures dans le texte. . . 0 fr. 75

Nº 5. Notes stratigraphiques sur le bassin tertiaire de Marseille, par CH. DEPÉRET, professeur à la faculté des sciences de Lyon. 1 brochure grand in 8°, avec 6 figures dans le texte. . . . . 1 fr. 50

Nº 6. Note sur la géologie des environs d'Annecy, La Roche, Bonneville, et de la région comprise entre Le Buet et Sallanches (Haute-Savoie), par GUSTAVE MAILLARD, conservateur du musée d'Annecy. 1 brochure grand in-8°, avec planches . . 5 fr. 25

Nº 7. Mémoire sur les éruptions diabasiques siluriennes du Menez-Hom (Finistère), par CHARLES BARROIS, professeur adjoint à la Faculté des Sciences de Lille. 1 volume grand in-8°, avec 23 figures dans le texte et 1 planche. . . . . 4 fr. 00

Nº 8. Relations entre les sables de l'Eocène inférieur dans le Nord de la France et dans le bassin de Paris par J. GOSSELET, professeur à la faculté des sciences de Lille, membre correspondant de l'Institut. 1 brochure grand in-8°, avec 7 figures dans le texte. . . . . 0 fr. 75

Nº 9. Etude sur les roches cristallines et éruptives des environs du Mont-Blanc par MICHEL LÉVY, Ingénieur en chef des mines, directeur du service de la carte géologique de France. 1 brochure, grand in-8°, avec 4 planches en photogravure, une planche de coupe et des figures dans le texte . . . . 2 fr. 50

Nº 10. Note sur la stratigraphie du Plateau central entre Tulle et Saint-Ceré par MOURET, ingénieur des Ponts-et-chaussées. 1 brochure grand in-8°, avec une planche de coupes et une carte géologique . . . . 2 fr. 75

Nº 11. I. Contribution à l'étude des roches métamorphiques et éruptives de l'Ariège (feuille de Foix). — II. Sur les enclaves acides des roches volcaniques de l'Auvergne, par A. LACROIX, préparateur au collège de France. 1 brochure grand in-8°, avec 12 figures dans le texte . . . . 3 fr.

Nº 12. I. Nouvelle subdivision dans les terrains Bressans. — II. Bassin de Blanzy et du Creusot, par DELAFOND, ingénieur en chef des mines. 1 brochure grand in-8°, avec 16 figures dans le texte. . . . . 1 fr. 50

Nº 13. Les éruptions du Velay. I. Roches éruptives de Meygal. — II. Argiles métamorphosées par le phonolithe, à Saint-Pierre-Eynac, par P. TERMIER, ingénieur des mines, professeur à l'École des Mines de Saint-Étienne. 1 brochure grand in-8°, avec 11 figures dans le texte. 1 fr. 50

Nº 14. Recherches sur les ondulations des couches tertiaires dans le bassin de Paris, par GUSTAVE F. DOLLFUS. 1 brochure grand in-8°, avec 16 figures dans le texte et 1 carte. . . . . 4 fr. 75

ÉTUDE STRATIGRAPHIQUE

DES TERRAINS TERTIAIRES OLIGOCÈNES

De la Vallée des Déserts (près Chambéry)

ET LEUR

EXTENSION DANS LA ZONE SUBALPINE ET LE JURA MÉRIDIONAL

PAR

HOLLANDE
Directeur de l'Ecole préparatoire à l'enseignement supérieur de Chambéry.

Zone subalpine. — La vallée des Déserts, située sur la dernière chaîne ouest de la zone subalpine, forme un plateau élevé entre 1000 et 1200 m. Elle est due à un pli synclinal. Ce pli est formé au sud par le Mont Pennay, se prolongeant au S. E., au-dessus du hameau de la Fougère, jusqu'au Mont Margerias, contre lequel il est rompu en faille. A l'ouest, cette vallée est limitée par le Mont Nivolet qui se prolonge par le Mont des Ramées, le Mont du Revard et le Mont de la Cluse. A l'est, elle est bornée par la longue muraille néocomienne du Margérias; enfin, au nord elle s'ouvre, par le col de Planpalais (1180 m.), dans l'étroite vallée du Noyer et de Lescheraisnes.

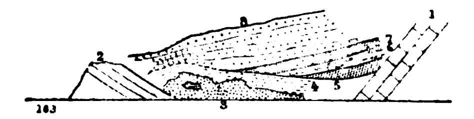
La mer oligocène n'a pas dépassé cette vallée, dans notre région ; et, du sud au nord, en passant par l'ouest, les calcaires urgoniens, longeant les monts du Nivolet à celui de la Cluse, ont formé le rivage de cette mer. En deux endroits, sur ce rivage, on rencontre des amas de gravier et de gros sable ou d'argile grossière dus sans doute en majeure partie à une longue érosion sous l'action des vagues des mers tertiaires. En effet, au sud ouest du hameau des Charmettes, au lieu dit : les Prés des Maréchaux, on trouve, à environ 1100 m. d'altitude, sur le calcaire urgonien relevé quelquefois jusqu'à la verticale, du gros sable avec nombreux galets de quartz ou des silex semblables à ceux du Sénonien supérieur des Bauges ou du massif de la Grande Chartreuse. Ces galets siliceux, bien roulés, sont parfois fortement agglutinés en petits amas sur le calcaire urgonien, apparaissant ainsi comme ayant été projetés sur ces rochers pendant les fortes marées. Ils constituent des dépôts d'allures bien singulières au milieu des terrains calcaires du néocomien. On les trouve encore sur le versant nord du Nivolet au lieu dit : En glaise, où ils sont accompagnés par une argile grossière et quelques

cailloux de calcaire ayant l'aspect de la craie de Sévrier dans la vallée de Leschaux à St-Jorioz, qui est le prolongement de celle du Noyer à Lescheraisnes et partant de celle des Déserts.

Entre le col de Planpalais et le petit hameau de La Combe, au contact de l'Urgonien avec le tertiaire, on a des grès grossiers, dans lesquels les fragments de craie sont plus abondants. C'est dans ces grès que l'on trouve assez souvent des fragments d'ossements ayant jusqu'à deux centimètres de largeur, ossements déjà signalés dans le tertiaire des Déserts et celui de la vallée des Aillon. Ces grès à ossements renferment aussi des galets de quartz et de silex et se prolongent dans le sens vertical par le sable dit des Déserts.

Le gravier ou sable grossier des Prés des Maréchaux et le gravier avec argile grossière de En glaise, font penser aux terres réfractaires de la vallée de Couz. Dans cette vallée, à la carrière de Millioz, à St-Jean-de Couz, on a :

Fig. 1. — Carrière Millioz, St-Jean-de-Couz.



1. Calcaire urgonien ;
2. Lauzes (Sénonien) ;
3. Terre réfractaire, blanche, avec nombreux silex du Sénonien ;
4. Terre réfractaire, rouge, cailloux de quartz anguleux ;
5. Couches rouges (Aquitanien) ;
6. Conglomérat de silex remaniés avec ciment calcaire ;
7. Mollasse sablonneuse :
8. Mollasse marine à *Pecten præscabriusculus*.

Ici, dans la terre réfractaire, non seulement on rencontre des silex entiers de la craie, mais aussi les fossiles de la craie, entre autres des oursins passés à l'état de silex. Il semble donc que cette terre réfractaire de Couz soit le résultat d'une destruction du carbonate de chaux de la craie par l'apport d'eau chargée d'acide carbonique pendant la longue durée séparant le Sénonien de l'Aquitanien. En a-t-il été de même pour le gravier et le gros sable des Prés des Maréchaux et de En glaise ? On pourrait le croire. Il est, en effet, très naturel d'admettre le prolongement de la craie de Sévrier, que l'on trouve même plus près des Déserts à Leschaux et au pont d'Entrèves, jusque dans la vallée des Déserts qui avait, du reste, pour prolongement à cette époque, le pli synclinal du Mont Granier dans le massif de la Grande-Chartreuse où l'on trouve aussi le Sénonien. Alors, dans la vallée des Déserts comme dans la vallée de Couz, la destruction du carbonate de chaux de la craie qui était plaquée sur le pendage Est du Nivolet, a pu se faire et donner comme résidu une terre réfractaire qui, reprise par les vagues de la mer oligocène, a formé les dépôts actuels des Prés des Maréchaux aussi bien que de En glaise. Le remaniement de ces dépôts par la mer oligocène, expliquerait la présence des fragments de craie accompagnés de galets de quartz et de

silex, dans les grès grossiers à ossements qui, eux, sont tongriens, puisqu'on y trouve *Natica crassatina*. Notons que le remaniement des terres réfractaires a eu lieu aussi sur le bord ouest du massif de la Grande Chartreuse. C'est ainsi que, sur le versant ouest de la petite chaîne néocomienne, de la Bridoire à St-Béron, j'ai trouvé sous les marnes rouges de l'Aquitanien, des sables réfractaires reposant en discordance sur le Valanginien. S'ils proviennent de la craie, ils ont sûrement été transportés sur le Valanginien pendant l'Aquitanien.

La nature des dépôts tertiaires, au contact de l'urgonien, dans la vallée des Déserts, est très variable. On peut en juger par les relevés suivants.

Au sud-est du hameau des Mermets, le long du sentier coupant le rocher urgonien, séparant les Mermets de la Fougère, on a :

Fig. 2. — Rive gauche de la Doria des Déserts, entre les Mermets et la Fougère.

1. Calcaire urgonien ;
2. Poudingue à cailloux urgoniens, silex et grains de quartz, on y trouve *Natica crassatina*, ép. visible .... 1 m. 00
3. Calcaire à polypiers, grains de quartz assez rares, ép .... 1 m. 50
4. Calcaire à bryozoaires et polypiers, ép .... 0 m. 80
5. Calcaire à polypiers, *Natica crassatina*, *Pleurotoma bouvieri*, ép .... 1 m. 50
6. Calcaire où les polypiers dominent, ép .... 1 m. 00
7. Grès en gros bancs, *Pecten pictus* et nummulites, (*a* est un bloc erratique de quartzite à 1070m,) ép .... 5 m. 00
8. Flysch à fucoïdes et écailles de poissons ;
9. Fausse mollasse ;
10. Mollasse sablonneuse ;
11. Couches rouges.

Aux Prés des Maréchaux, dans le haut du hameau des Charmettes, on trouve :

Fig. 3. — Du col de la Doria de Lovettaz aux Prés des Maréchaux.



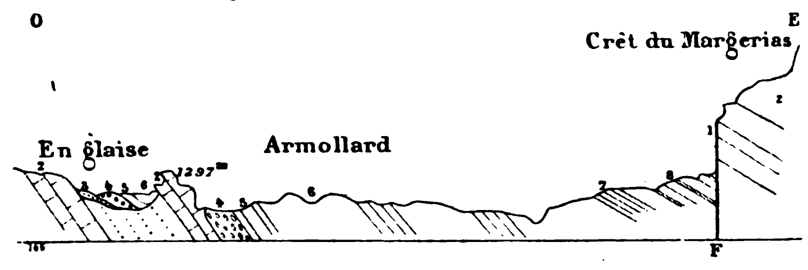
1. Calcaire urgonien à *R. Lonsdalei* ;
2. Gravier et gros sable ;
3. Poudingue à cailloux urgoniens et *N. crassatina* ; *Trochus Vincenti* ; *Ostrea gigantea* ; *Pleurotoma bouvieri*, etc.
4. Couches à polypiers (disparaissant sous des cultures) ;
4'. Grès à nummulites et *Pecten pictus* ;
5. Couches terreuses à Operculines et *Cardita Lauræ* ;
6. Flysch ;
7. Fausse mollasse.

Aux granges de la Palen, le contact donne, de haut en bas :

4. Flysch ;
3. Grès et calcaires à petites nummulites ;
2. Poudingue à cailloux urgoniens, avec nombreux fossiles, entre autres. *Natica crassatina*, etc.
1. Urgonien à *Requienia Lonsdalei.*

La coupe de En glaise, à la sortie du défilé de la Féclaz, donne :

Fig. 4. — Au nord de la vallée des Déserts.



1. Hauterivien ;
2. Urgonien ;
3. Gravier et argile grossière ;
4. Poudingue à cailloux urgoniens et *N, crassatina* ;
5. Grès et sables: polypiers, nummulites et *N, crassatina.*
6. Flysch ;
7. Fausse mollasse ;
8. Couches rouges.

Aux chalets de Pré Chevru, on a :

4. Flysch ;
3. Sable en amas ;
2. Grès grossiers à *Natica crassatina*, pecten et grandes ostrea ;
1. Urgonien à *Req. ammonia.*

Enfin, à l'ouest du col de Planpalais, j'ai relevé la coupe suivante :

4. Flysch ;
3. Grès à nummulites ;
2. Sable en amas ;
1. Urgonien à *Pterosera pelagi*, *Orbitolina conoïdea*, *Heteraster oblongus*, etc.

Il résulte de ces différentes coupes, qu'il y a une assez grande variété dans la nature des dépôts tertiaires au contact de l'Urgonien, ce qui est le caractère des dépôts littoraux. Ces coupes établissent aussi l'érosion plus ou moins grande de l'Urgonien par les mers tertiaires, ce qui implique, pour une partie au moins de l'Urgonien des monts de la Cluse au Nivolet, une élévation au-dessus du niveau de la mer oligocène. Le fait suivant confirme cette manière de voir. A l'est du hameau de la Lézine, apparait, au milieu du tertiaire, un rocher urgonien. Autour de ce rocher, au contact de l'Urgonien, on voit le poudingue à cailloux urgoniens et les grès à petites nummulites. Il n'y a pas eu érosion pour mettre à

jour ce rocher après la formation des dépôts tertiaires; il formait îlot dans la mer oligocène, et, comme il ne s'élève qu'à une vingtaine de mètres au-dessus des dépôts tertiaires, on peut en conclure qu'au moment de la formation du poudingue à cailloux urgoniens, la mer était peu profonde sur ce rivage.

La faune trouvée dans le poudingue à cailloux urgoniens, dans les grès grossiers, le sable ou les marno-calcaires à cardites, est bien tongrienne[1]; mais je n'ai trouvé aucun fossile dans les dépôts à galets de quartz ou de silex qui cependant me paraissent représenter la base du Tongrien. La coupe des Prés des Maréchaux montre sur les dépôts fossilifères à *Natica crassatina*, des marno-calcaires à operculines et cardites supportant à leur tour le flysch à fucoïdes et à écailles de poissons. Il en est ainsi dans toute la vallée. Le flysch de la vallée des Déserts est donc supérieur, comme je l'ai déjà écrit, à des dépôts nettement tongriens. Or, sur ce flysch, on trouve des grès, des calcaires argileux, des schistes, etc., formant ainsi un ensemble ayant un aspect mollassique que je désignerai sous le terme de fausse mollasse. Dans certains lits de cette fausse mollasse, on trouve de nombreux débris de plantes ou même des empreintes de feuilles de palmiers, d'acacias, de cinnamomum, etc., le tout accompagné de nombreux moules de coquilles saumâtres. C'est au-dessus du hameau des Mermets, en se dirigeant vers la falaise du Margérias, que se trouve le gisement le plus fossilifère de cette fausse mollasse. Des dépôts semblables forment en partie le rocher supportant l'église des Déserts. Mais, si cette fausse mollasse est bien développée sur le flysch à l'extrémité sud de la vallée des Déserts, il n'en est pas de même au nord, où elle paraît se terminer en fuseau.

A l'Est des Bouvards, au village de l'église, on trouve sur la fausse mollasse, de gros bancs formes par une mollasse sablonneuse, rappelant à s'y méprendre, la mollasse sablonneuse des environs de St-Ours ou de Chambéry. Je n'ai pu y trouver de fossiles. A partir de cette mollasse, en s'élevant verticalement au point de vue des couches géologiques, peu à peu la mollasse sablonneuse passe à une mollasse à petits grains, puis à une mollasse alternant avec des lits de marnes rouges qui dominent vers la partie supérieure au point où ces marnes buttent, à cet endroit, en faille contre les couches du Valanginien du Margérias.

La mollasse grise, terreuse, alternant avec les marnes rouges, forme une large bande épousant tout le bord ouest du crêt du Margérias. Au Sud-Est, elle finit vers le Sauget en même temps que le prolongement S. E du néocomien du Mont Pennay. Elle prend un grand développement au nord et au N.E. de la vallée des Déserts, en passant par le mamelon des chalets aux Cares (1379 m.).

De la description que je viens de faire des terrains tertiaires de la vallée des Déserts, il résulte qu'ils comprennent en totalité, de haut en bas :

[1] On y trouve en effet : Natica crassatina, Lam ; N. angustata, Grat ; Pecten pictus, Goldf : Trochus Vincenti, Cossm. et Lamb ; Ostrea gigantea, Brand, Cerithium Davidi, Cossm. et Lanb ; Cerithium Lamarkii, id. ; Scissurella Depontaillieri, Cossm ; Pleurotoma bouvieri, Cossm. et Lamb ; Bythinia Dubuissoni, Bouill ; Cardita Lauræ ; Plocophyllia calyculata, Reuss ; etc.

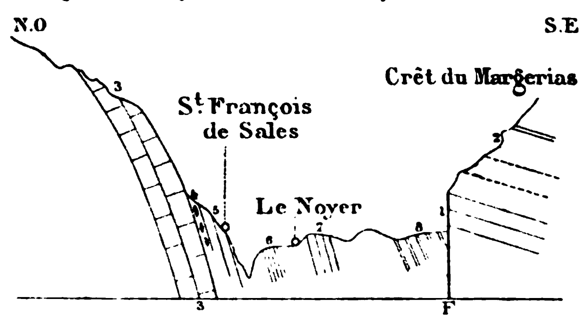
AQUITANIEN	8. Marnes rouges alternant avec une mollasse grise, terreuse, quelquefois rougeâtre ; 7. Mollasse sablonneuse passant peu à peu dans le bas à une mollasse à gros grains ; 6. Des grès, des calcaires argileux, des schistes souvent à l'état de marnes, le tout formant, la fausse mollasse.
TONGRIEN	5. Calcaire bleuâtre, tantôt en bancs épais donnant une roche gélive, mais le plus souvent en petits feuillets sur lesquels on trouve des écailles de poissons et des fucoïdes. — C'est le flysch tongrien. 4. Amas de sables plus on moins blancs, que l'on voit principalement au N. O. de la vallée où ils forment une série de petites collines couvertes de mauvais prés. 3. Grès grossiers et calcaires avec petites nummulites. 2. Grès avec fragments d'os, de grosses écailles chagrinées, des fragments de craie, des galets de quartz et de silex, on y trouye: *Natica crassatina*, etc. Poudingue à cailloux urgoniens, galets de quartz et de silex, avec *N. crassatina*, etc. 1. Gravier, gros sable et argile grossière.

Vallée du Noyer à Lescheraines. — A partir du Col de Planpalais, la vallée des Déserts se rétrécit considérablement en se dirigeant au N.E. pour former la vallée du Noyer à Lescheraisnes. Sur le bord N. O. de cette vallée, du col de Planpalais à La Magne, on peut suivre le contact du tertiaire avec l'Urgonien. Le tertiaire est formé par le poudingue à cailloux urgoniens et principalement par les grès grossiers ou les sables. De La Magne à St-François-de-Sales il est plus difficile, à cause des cultures, de voir le contact de ces deux terrains. Mais à St François-de-Sales, on trouve nettement les grès grossiers et le poudingue à *N. crassatina* au contact de l'Urgonien. Ici, les bancs de grès sont relevés presque jusqu'à la verticale. C'est au contact de ces bancs et du flysch que le ruisseau de St-François a creusé son lit. Plus au N. E., ces bancs sont recouverts par la nappe glaciaire qui s'étend sur Arith et Lescheraisnes.

Du col de Planpalais descendons maintenant cette vallée par le bord S. E. On y rencontre le flysch, la fausse mollasse, la mollasse sablonneuse et dans le haut, les marnes rouges. Le flysch est sur l'axe de la vallée et les mollasses avec les marnes rouges buttent en faille contre le néocomien du crêt du Margérias qui se prolonge jusqu'au Chéran. Ainsi, la vallée du Noyer à Lescheraisnes offre les mêmes dépôts tertiaires que la vallée des Déserts ; seulement ces dépôts y sont en bancs fortement redressés, par suite de l'étranglemeut nord du pli synclinal formant ces deux vallées.

Une coupe transversale de la vallée en passant par St-François et Le Noyer donne :

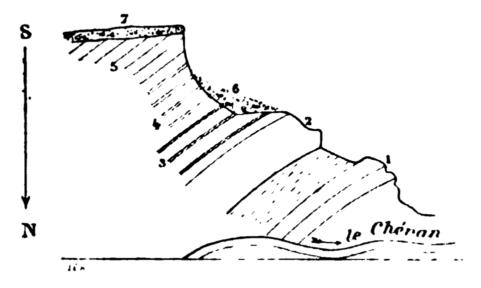
Fig. 5. — Coupe de la vallée du Noyer-Lescheraisnes.



1. Valanginien ;
2. Hauterivien ;
3. Urgonien ;
4. Poudingue à cailloux urgonieus et *N. crassatina*;
5. Grès ;
6. Flysch ;
7. Fausse mollasse ;
8. Couches rouges.

Lescheraines est sur un mamelon de mollasse en lits alternant avec des marnes rouges et le tout est recouvert par les boues glaciaires. Dans le bas de Lescheraines, sur la rive gauche du Chéran, j'ai relevé la coupe suivante :

Fig. 6. — Rive gauche du Chéran dans le bas de Lescheraines.



1. Deux gros bancs de mollasse ;
2. Mollasse à *Sabal Lamanonis ?*
3. Bancs de mollasse avec petits lits de marnes rouges ;
4. Marnes rouges à *Helix* (*Coryda*) *rugulosa*. G. V. Martens ;
5. Mollasse à mica blanc (1er étage méditerranéen ?)
6. Boues glaciaires ;
7. Sol arable ;

La mollasse et les marnes rouges sont celles de la vallée des Déserts ; elles arrivent, ici, en suivant le crêt du Margérias. C'est dans cette mollasse du Chéran qu'on a trouvé l'empreinte de *Sabal. Làmanonis ?* qui est au Muséum de Chambéry. On y trouve aussi : *Helix* (*fruticicola*) *lepidotricha Braun*, etc., de l'Aquitanien.

La moraine d'Arith et de Lescheraines, s'étend vers les hameaux de Frénod, Noiray et St-Martin, où elle recouvre complètement la mollasse et les marnes rouges. Mais en remontant le ruisseau de Bellecombe à partir de sa rencontre avec le Chéran, on peut encore voir le contact du calcaire urgonien avec le sable des vallées du Noyer et des Déserts. Il faut pour cela aller dans le bas. jusqu'à la première grande crevasse de l'Urgonien. Cette crevasse remonte le long du Semnoz et vers les moulins où elle a une vingtaine de mètres de profondeur sur un à deux mètres de largeur.

Les dépôts inférieurs du tertiaire des Déserts existent donc dans la vallée de Bellecombe-Leschaux St-Jorioz, où ils sont cachés par suite du grand développement des mollasses et des marnes rouges que l'on voit bien en remontant le ruisseau de Bellecombe jusqu'à ce village. Dans l'axe de la vallée ce sont les mollasses qui dominent. Enfin, dans les marnes rouges alternant avec les mollasses, sur la rive gauche du ruisseau de Bellecombe, on trouve les hélix de l'Aquitanien.

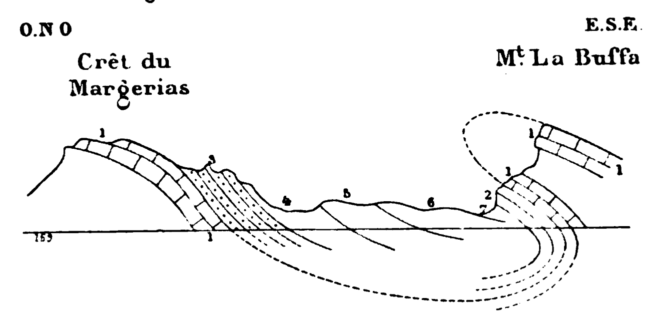
Vallée des Aillon. — La vallée des Aillon est orientée S. S. O à N. N. E. Au S. S. O. elle s'arrête à la combe noire, à l'ouest de Puigros, au N. N. E. elle va jusqu'au Chéran et même au-delà où elle se perd dans la vallée de Bellecombe. A l'O. N.-O. cette vallée est limitée par le mont Servin et tout le pendage E. S. E. du mont Margérias; enfin, à l'E. S. E., elle est limitée par le mont de la Gallopaz, le mont de la Buffa et la dent de Rossane. Il faut cependant remarquer qu'à l'Est d'Aillon-le-Vieux existe un pli synclinal dans l'Urgonien, comprenant des bancs d'Albien et de Sénonien relevés jusqu'à la verticale ; et que plus à l'Est encore, est un autre pli synclinal où l'on trouve le chalet du lac ; pli situé entre le mont Colombier et la dent de Rossane et renfermant aussi des bancs d'Albien et de Sénonien également pincés dans l'Urgonien. Ce dernier pli synclinal s'élève à près de 2000 m.

Sur le versant Est de l'anticlinal du mont Margérias, au S. O. de la vallée des Aillon, existe un placage de grès grossiers et de calcaires renfermant de nombreuses petites nummulites. On peut voir facilement le contact de ces bancs à nummulites avec l'Urgonien à l'ouest des granges de Borban, à environ 1200 m. d'altitude. Avec les nummulites on trouve *Pecten pictus*, Gold., des ossements et quelques moules de *Natica crassatina*. Sur les grès grossiers, au N.-O. du col des Prés, on a des calcaires à polypiers, et de nouveau des calcaires à nummulites et enfin le flysch. La *Natica crassatina* relie ces grès et ces calcaires à nummulites aux grès et calcaires à nummulites de la vallée des Déserts, appartenant au Tongrien. Ces grès et ces calcaires s'arrêtent en face du village d'Aillon-le-Jeune. Au nord du col des Prés, sur ces dépôts, on voit le flysch à écailles de poissons, et à fucoïdes, supportant à son tour la fausse mollasse et la mollasse sablonneuse alternant avec des marnes rouges. Le flysch et ces derniers dépôts existent également à la combe du Servin ; mais c'est principalement au nord de la vallée des Aillon que l'on trouve les marnes rouges alternant avec la mol-

lasse sablonneuse, par exemple sur la route d'Aillon-le-Vieux, vers la borne kilométrique 22.

Ainsi, dans la vallée des Aillon, c'est encore sur le bord ouest que l'on trouve sur les calcaires urgoniens les dépôts les plus anciens du Tongrien, tandis que sur le bord est on a les mollasses e les marnes rouges de l'Aquitanien ainsi que l'indique la coupe générale suivante :

Fig. 7. — Au Sud de la Vallée des Aillon.



1. Urgonien ;
2. Sénonien ;
3. Grès et calcaires à nummulites, *Pecten pictus*, *N. crassatina* ;
4. Flysch à fucoïdes et écailles de poissons ;
5. Fausse mollasse ;
6 et 7. Mollasse et couches rouges.

Vallée de Bellecombe-Leschaux-St-Jorioz. — La vallée de Bellecombe à St-Jorioz, sur le bord du lac d'Annecy, se développe du S. S. O. au N. N. E. D'une part elle communique avec le Chéran et d'autre part avec le lac d'Annecy. Le poudingue à cailloux urgoniens, les grès grossiers à nummulites et les sables des Déserts ne s'y voient pas à découvert, sauf au confluent du ruisseau de Bellecombe avec le Chéran. Les dépôts tertiaires y sont surtout représentés par la fausse mollasse à empreintes de plantes, la mollasse sablonneuse et la mollasse grise, terreuse, alternant avec les marnes rouges. Dans ces marnes on a trouvé des hélix de l'Aquitanien, telles que : *Helix* (*Coryda*) *rugulosa*. *G. V. Martens*, *Helix* (*fruticicola*) *lepidotricha*, *Braun*, etc.. Cependant il faut remarquer que quelquefois on voit sur les marnes rouges, un développement assez considérable de mollasse grossière qui pourrait bien appartenir à l'Helvétien. Malheureusement je n'ai pu y trouver de fossiles. En terminant la description de cette vallée je crois devoir faire remarquer que le mont Margérias se termine au nord, au petit hameau de Rossillon situé à l'est de Lescheraines ; de telle sorte que la vallée de Leschaux-Bellecombe à St-Jorioz est en réalité le prolongement des deux vallées : 1° celle de Lescheraisnes au Noyer ; 2° celle des Aillon.

Vallée du Châtelard à Entrevernes. — La vallée du Châtelard à Entrevernes se développe sensiblement du sud au nord, du Châtelard à Duingt sur le

lac d'Annecy. J'ai décrit ailleurs les terrains tertiaires de cette vallée [1], je n'y reviendrai pas. Mais ce que je dois signaler ici, c'est qu'en réalité ils se terminent par des mollasses terreuses alternant avec des marnes rouges, soit au col des Garins, soit dans le creux de Montisbeau ; donc, le lac aquitanien s'est également étendu sur cette vallée. Peut-être ce lac allait-il au delà, par exemple dans la vallée de Bellevaux où les calcaires à petites nummulites abondent, et sans doute aussi dans la vallée du charbon. Mais les faits stratigraphiques et surtout les fossiles trouvés de ce côté, ne me permettent pas encore d'être affirmatif à ce sujet.

Jura méridional. — Vallée de Chambéry à Annecy. — Cette vallée se développe du S. S. O. au N. N. E., en partant du vallon des Courriers dans le massif de la Grande-Chartreuse, pour aller à Grésy-sur-Aix, St-Ours, Annecy et bien au delà. Elle est limitée dans notre région, à l'ouest ou O. N. O. par le mont Otheran, le mont Corbelet, les collines de Voglans, et d'Aix-les-Bains, la Chambotte, les montagnes de Cessens, etc., et, à l'Est ou E. S. E., par le mont Pellaz, les collines de Montagnole et de Lémenc, le mont Revard, le mont de la Cluse, le mont Semnoz, etc... Il faut remarquer cependant, qu'au milieu de cette vallée, se perd, vers le sud, l'anticlinal de la montagne de la Balme et du mont Salève, en divisant au nord notre vallée en deux : l'une qui serait limitée à l'est par le mont Veyrier et le mont Andey, et à l'ouest par la montagne de la Balme et le mont Salève ; l'autre, limitée à l'est par ces deux monts et à l'ouest par le Vuache et le Grand Credo.

Les dépôts tongriens sont à peine représentés dans ces vallées, on les trouve cependant à l'état de grès à fossiles des Déserts, à Annecy-le-Vieux et vers le mont Salève. Au contraire, les dépôts aquitaniens y sont bien développés.

Prenons comme exemple les dépôts aquitaniens du petit monticule de la tour de Grésy-sur-Aix. On a :

Fig. 8. — De la Tour de Grésy-sur-Aix à Epersy.

O.S.O
Tour de Grésy-sur-Aix

E.N.E
Epersy

170
Borne K^e 47

1. Calcaires et marnes grises ;
2. Mollasse sablonneuse alternant avec des marnes rouges ;
3. Calcaires compacts, gélives, alternant avec de petits lits charbonneux. Pillet y a trouvé en assez grande quantité des hélix et des lymnées ;
4. Marno-calcaires ;
5. Mollasse marine (niveau du Pecten prœscabrius culus).

Les mollasses et les marno-calcaires de l'Aquitanien de Grésy-sur-Aix for-

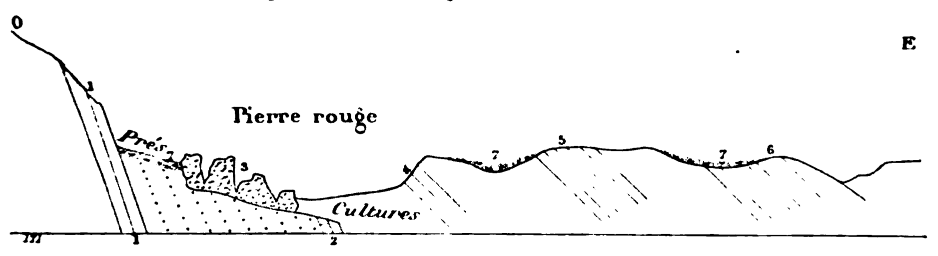
[1] Etudes sur les dislocations des montagnes calcaires de la Savoie, Chambéry, 1889.

ment toute la bordure ouest et est de cette vallée. On les trouve, en effet, de Mouxy à Vieugy et de Grésy-sur-Aix à Cessens et bien au-delà vers les Usses.

De Cruseilles à Thorens ces dépôts sont abondants. Ici, dans des marno-calcaires on trouve des restes de plantes et des hélix, principalement *Helix* (*Coryda*) *rugulosa* G. V. *Martens*, ainsi qu'à Villy-le-Pelloux.

Vallée de Couz. — Cette vallée se développe sensiblement du nord au sud magnétique. A l'ouest, elle est limitée par le mont Grelle (le signal) et le mont du Chat ; à l'Est, elle est limitée par le mont Otheran, le mont du Corbelet, les collines de Voglans et d'Aix-les-Bains et le mont de la Chambotte. Dans le haut de la vallée le pli synclinal est nettement dessiné, il est bordé de chaque côté par les calcaires urgoniens sur lesquels reposent la craie se terminant par les terres réfractaires supportant des marnes rouges et des mollasses marines. Sur le versant Est du mont Grelle, au petit hameau de Pierre Rouge dépendant de Vimines, on a :

Fig. 9. — Pierre Rouge dans la vallée de Couz.

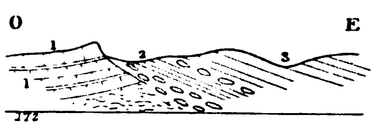


1. Hauterivien avec *Toxaster complanatus* ;
2. Urgonien ;
3. Conglomérat formé de cailloux urgoniens généralement cimentés par une pâte calcaire ferrugineuse. Cette teinte rouge doit être attribuée à la destruction de poches sidérolithiques (fer oligiste) qui se trouvaient dans le calcaire urgonien. Cette brèche est un accident dans les marnes rouges aquitaniennes, ainsi qu'il résulte de son intercalation dans les marnes rouges entre le Lard, les Micholons et le Villard-Péron. Le ciment calcaire est quelquefois gris et dépourvu de fer ; alors le conglomérat se délite facilement, ce qui est sans doute une des causes du peu d'emploi de ce conglomérat ou gompholithe ;
4. Mollasse marine à *Pecten præscabriusculus* ;
5. Mollasse sableuse avec lits de cailloux impressionnés ; les dents de poissons y sont assez communes ;
6. Mollasse sableuse sans galets ;
7. Boues glaciaires.

La gompholithe s'atténue considérablement en allant vers le nord, mais les marnes rouges peuvent se suivre jusque vers Villard-Philippon.

Enfin, sur le bord est de cette vallée, les marnes rouges sont bien représentées au pont St-Charles ; un peu au-delà, sur l'ancienne route, à environ un kilomètre, j'ai relevé il y a huit ans, au moment où l'on rectifiait le chemin, la coupe suivante :

Fig. 10. — A l'ouest du pont St-Charles.



1. Hauterivien à *Toxaster complanatus* ;
2. Lits peu développés de cailloux roulés dans les marnes rouges ;
3. Marnes rouges à helix.

Au pont St-Charles et dans les marnes rouges de la coupe qui précède, on trouve en assez grande quantité des hélix. Je citerai : *Helix* (*fruticicola*) *lepidotricha*, *Braun* ; *Helix* (*Parachlorœa*) cf. *Cadurcencis*, *Noulet ; Helix* (*Coryda*) *rugulosa*, *G. V. Martens ; Helix Ramondi*, *Br.*

Le lac du Bourget est dans l'axe de cette vallée. Au nord du lac, est un rocher sur lequel est le château de Châtillon. Ce rocher forme un anticlinal distinct de celui de la Chambotte et du mont du Chat, il est sans doute le dernier représentant sud de l'anticlinal du chainon de la Mantière ; d'où, par suite de son affaissement au nord, la vallée de la Chautagne se confond avec celle où coule actuellement le Rhône. L'anticlinal de Châtillon-la-Mantière joue donc le même rôle que celui de la montagne de la Balme et du mont Salève.

Une coupe allant de Portot sur le canal de Savière, à la montagne de Cessens, en passant par le rocher de Châtillon donne :

Fig. 11.— Extrémité nord du lac du Bourget.

1. Portlandien ;
2. Purbeck ;
3. Valanginien ;
4. Hauterivien ;
5. Urgonien ;
6. Mollasse d'eau douce (Aquitanien) ;
7. Boues glaciaires ;
8. Alluvions du canal de Savière ;

Les dépôts aquitaniens existent sur le bord ouest de l'anticlinal de la Cham-

botte au gros Foug. Ce sont des dépôts vaseux avec nombreuses helix à test blanc et très tendre. Ces hélix sont écrasées et le plus souvent complètement déformées. On y trouve aussi des lignites.

Vallée d'Attignat-Oncin-Novalaise-Yenne.— Cette vallée se développe comme la précédente du sud au nord magnétique. A l'ouest, elle est limitée par les montagnes de St-Franc aux Planches de Lépin ; puis, entre les Planches et Dullin existe une interruption comblée par les mollasses marines. A partir de Dullin, la limite ouest est représentée par le col de la Crusille, le mont Chaffaron, le mont Tournier et la montagne des Parves. A l'est, la vallée est limitée par les monts Grelle, de l'Epine et du Chat. A Gerbaix et au mont Chaffaron, on rencontre un beau développement de marnes rouges et de gompholite. J'en ai donné la coupe dans le Bulletin en 1892 [1]. Le conglomérat monogénique à cailloux urgoniens ou gompholithe est semblable à celui de Pierre-Rouge, sauf qu'il est moins consistant et que les cailloux urgoniens sont moins roulés ; mais ce qu'il importe de noter c'est que ces dépôts s'élèvent sur le mont Chaffaron à 865 m. d'altitude.

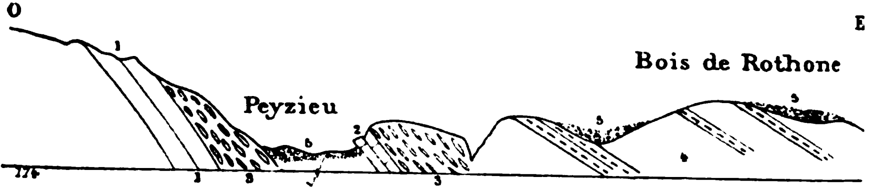
Dans les marnes rouges on trouve en grande quantité : *Glandina inflata*, Reuss désignée à tort par Maillard sous le nom de *Glandina costellata* Sovv. Avec *Glandina inflata*, Reuss. on trouve aussi *Helix* (*Coryda*) *rugulosa*. *G. V. Martens*. Enfin, on y rencontre en abondance des corps plus ou moins cylindriques, sans doute des moules de quelque animal vivant dans la vase.

Ces dépôts aquitaniens existent également sur le versant ouest du même anticlinal à partir du hameau de Descotes jusqu'à Rocheron et même au-delà en allant sur Vernassière. A Rosset et Rocheron les dépôts aquitaniens représentés par la gompholithe et les marnes rouges reposent soit sur le Jurassique supérieur, soit sur le Valanginien. On y trouve aussi *Glandina inflata*, Reuss. et *Hélix* (*Coryda*) *rugulosa*, *G. V. Martens*.

Enfin, à Peyzieu, dans la vallée de Peyzieu à Belley, on trouve soit sur l'Urgonien fortement raviné, soit sur l'Hauterivien ou même le Valanginien, un poudingue que je rapporte encore à l'Aquitanien. Le poudingue reposant sur le Valanginien est en grande partie formé par des cailloux provenant du crétacé inférieur. Ce poudingue, sauf que la pâte qui cimente les cailloux est grise au lieu d'être rouge. rappelle assez nettement celui du mont Chaffaron ou mieux celui situé entre Descotes et Rocheron. Mais le poudingue reposant sur l'Urgonien en diffère par la présence de quelques cailloux alpins de gneiss, de protogine ou de quartzite. Cependant comme les cailloux ne sont pas posés à plat mais au contraire assez fortement relevés à l'est, je crois qu'il est encore tertiaire et Aquitanien. On a :

[1] Contact du Jura méridional et de la zone subalpine. *Bull. des services de la carte géologique de la France*, n° 29. T. IV. Avril 1892, page 8.

Fig. 12. — Vallée de Belley.



1. Valanginien ;
2. Urgonien ;
3. Poudingue aquitanien ;
4. Mollasse sableuse avec lits de petits galets ;
5. Boues glaciaires.

Plus à l'ouest de cette vallée, je n'ai pas trouvé de dépôts pouvant être rapportés à l'Aquitanien.

Le tableau suivant résume la succession dans nos dépôts oligocènes.

AQUITANIEN :

Mollasse gris cendré ou gris jaunâtre, on la trouve dans la vallée de Leschaux.

Mollasse alternant avec les couches rouges à *Helix* (*Coryda*) *rugulosa*, G. V. Martens, *Helix Ramondi*, Br., etc., on la trouve dans les vallées des Aillon, de Leschaux, des Déserts, de Grésy-sur-Aix, de Couz, de Gerbaix, etc...

Mollasse sablonneuse, sans galets, on la trouve dans la vallée des Déserts, etc...

Fausse mollasse, avec débris de plantes, empreintes de feuilles de palmiers, d'acacias, de saules, etc..., on la trouve dans la vallée des Déserts aux Mermets, dans la vallée de Grésy-sur-Aix à Cusy, dans la vallée de Chindrieux, etc...

TONGRIEN :

Flysch à fucoïdes et écailles de poissons, on le trouve dans les vallées des Déserts, des Aillon, du Châtelard à Entrevernes, etc...

Marnes à operculines et *Cardita Lauræ*, on les trouve dans la vallée des Déserts.

Sables fins, vallée des Déserts, etc...

Grès à nummulites et *Natica crassatina*, on les trouve dans les vallées des Déserts, des Aillon, etc.

Poudingue à *Natica crassatina*, vallée des Déserts.

Gravier et gros sable remaniés.

CONCLUSIONS

La mer oligocène a donc pénétré dans la zone subalpine jusqu'aux portes de Chambéry ; elle venait sûrement du Nord et a dû couvrir en majeure partie le massif des Bauges. Dans la vallée des Déserts il est facile de suivre la substitution progressive du régime marin au régime lacustre. Le Tongrien y débute par des dépôts à caractères essentiellement littoraux. Ce sont des graviers passant à des grès grossiers, puis à des sables fins, ou bien c'est un poudingue formé de cailloux arrachés au rivage néocomien.

Les graviers sont riches en galets de quartz d'une provenance assez difficile à déterminer ; d'autres galets sont en silex bruns, roux ou blonds ou en calcaire provenant du Sénonien à *B.quadrata*. Ces graviers pris en masse font effervescence à l'acide chlorhydrique, ce qui indique la présence du calcaire en fragments ténus disséminés avec les grains de quartz.

Les terres réfractaires de la vallée de Couz sont aussi riches en fragments et en grains de quartz, en silex bruns, roux ou blonds, et en silice amorphe. Elles font aussi effervescence avec les acides. Mais les fragments de quartz sont plus ou moins anguleux, les silex sont quelquefois entiers, et les fossiles sénoniens, passés à l'état de silex, ont conservé leurs caractères les plus délicats ; rien ne parait avoir été roulé. Il en résulte que si l'origine des terres réfractaires de Couz peut s'expliquer par l'action des eaux fortement chargées d'acide carbonique qui, en transformant en bicarbonate le calcaire sénonien à silex, l'ont peu à peu entrainé en laissant le silex, les fragments de quartz et la silice amorphe qui existent dans les lauzes et les bancs supérieurs du sénonien, on ne peut admettre cette seule action pour les graviers des Déserts. Le quartz et les silex y sont roulés, ce sont bien des galets. C'est pourquoi il me semble que l'on peut admettre pour ces graviers une première origine due à cette action d'eaux chargées d'acide carbonique agissant sur le calcaire sénonien formant alors le fond et le bord ouest de la vallée des Déserts ; puis, une deuxième origine due au remaniement de ces dépôts par les eaux de la mer oligocène. Sans doute cela est une hypothèse, mais il n'en est plus de même quand on cherche l'origine des grès et des sables qui succèdent à ces graviers ; il est certain qu'ils proviennent de l'usure de ceux-ci sous l'influence des eaux tongriennes. On y trouve les fossiles de ce niveau, ils ne peuvent donc avoir une origine geysérienne. Les vagues les ont longtemps remaniés, puis des animaux s'y sont développés, et avec eux des calcaires se sont formés ; c'est, en effet, ce qu'indique l'étude lithologique de ces dépôts.

Les vallées des Déserts, des Aillon et d'Entrevernes au Châtelard, etc., formaient un golfe au sud de la mer oligocène, qui était largement développée au nord. Dans ces vallées, le flysch succède à ces dépôts. C'est un changement de faciès bien accentué. Les graviers, les grès et les sables ou le poudingue représentent des dépôts de rivage avec une mer sans doute agitée. Le flysch, lui, me paraît être un dépôt vaseux avec des eaux tranquilles. Pour nos vallées, le flysch est le signal du départ des eaux salées. Et bientôt des eaux saumâtres leur succèdent et un grand lac s'étend sur notre région, empiétant d'une part sur la zone subalpine et, d'autre part, sur le Jura méridional. Et sans doute que, pendant que sur la zone subalpine la salure des eaux disparaissait peu à peu en formant des dépôts vaseux alternant avec des lits de sable fin, sur la bordure est du Jura méridional se formaient les gompholithes de Pierre Rouge et du Mont Chaffaron. Enfin, des deux côtés, les marnes rouges à hélix se sont déposées. Il est à remarquer que dans la vallée des Déserts, les sables sont en retrait sur les grès ou le poudingue ; le flysch est en retrait sur les sables ; les fausses mollasses le sont sur le flysch et les mollasses sablonneuses avec les couches rouges le sont sur les fausses mollasses [1]. Il en est de même dans la vallée des Aillon, du Noyer et de Leschaux, d'où *la situation constante des dépôts les plus anciens sur le versant est des anticlinaux néocomiens, au bord occidental du massif des Bauges*, ce qui me paraît indiquer un exhaussement lent de ce même bord pendant le Tongrien.

La vallée des Déserts donne la succession régulière et complète des différents niveaux de l'oligocène, en Savoie ; c'est pourquoi je l'ai choisie pour type. Or, dans cette vallée, la coupe des Mermets indique nettement l'intercalation des bancs à nummulites dans le Tongrien ; le nummulitique des Déserts est donc bien tongrien. Les bancs à nummulites se voient encore au col de la Doria de Lovettaz, où je les ai signalés il y a longtemps, reposant directement sur l'Urgonien à *R. Lonsdalei* ; à l'ouest du col de Planpalais, on les trouve sur les couches à orbitolines. Ces faits, qui n'ont aucune influence sur le retrait général des couches au fur et à mesure de leur formation, démontrent qu'une forte érosion avait eu lieu à l'ouest du col de Planpalais, avant la formation des grès à nummulites, érosion qui a dû se produire au moment de la formation du poudingue à *Natica crassatina*.

Nous avons vu que les grès et les calcaires à nummulites de la vallée des Aillon, appartiennent également au Tongrien. Il en est peut-être de même du niveau nummulitique de la vallée de Bellevaux et peut-être aussi de celui du roc de Chères, sur le lac d'Annecy. Or, le flysch à écailles de poissons et à fucoïdes recouvre ces calcaires à nummulites ; c'est pourquoi je dirai, avec M. de Lapparent, qu'il est fort possible que beaucoup des assises habituellement décrites comme flysch éocène, appartiennent en réalité à l'oligocène.

L'étude stratigraphique des dépôts tongriens se suit facilement de la vallée des Déserts à celle de Lescheraisnes et de Bellecombe, et les mollasses à *Sabal Lamanonis* ? ainsi que les marnes rouges à *Helix* (*Coryda*) *rugulosa* G. V. Martens

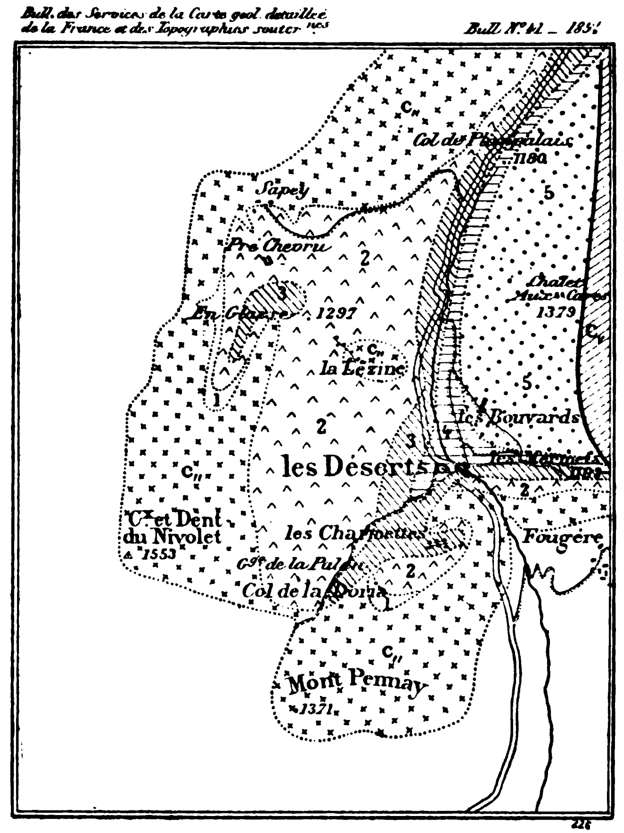
[1] Voir la carte annexée à cette note.

du Chéran et du ruisseau de Bellecombe sont bien au même niveau géologique que les mollasses et les marnes rouges du col de Planpalais, d'au-dessus des Mermets et aussi de la vallée des Aillon. Les mollasses et les marnes rouges de Lescheraisncs, sont équivalentes aux mollasses et aux calcaires d'eau douce d'Alby qui se prolongent jusqu'à Grésy-sur-Aix et au-delà vers Cessens et les Usses ; enfin, ces mollasses sont en relation avec celles de Chindrieux, ce qui place ces différents dépôts au même niveau géologique, c'est-à-dire au niveau des marnes rouges à *Helix* (*Coryda*) *rugulosa*, G. V.Martens et *Helix Ramondi* Br. Or,au pont St-Charles, dans la vallée de Couz, on trouve également, dans les couches rouges : *Helix* (*Coryda*) *rugulosa*, g. v. Martens, etc.; et ces marnes rouges du pont Saint-Charles sont au niveau de celles de Pierre Rouge, de Roncin, de Gerbaix et de Rocheron, qui renferment la même hélix ; d'où je conclus que tous ces dépôts appartiennent à l'Aquitanien supérieur. Alors les gompholites de Pierre Rouge ou du Mont Chaffaron sont l'équivalent des fausses mollasses et des mollasses sablonneuses de la vallée des Déserts et représentent l'Aquitanien inférieur.

Les dépôts marins du Tongrien manquant, aux environs de Chambéry, dans le Jura méridional, aussi bien que dans le massif de la Grande Chartreuse, on avait donc de ce côté une terre. De telle sorte que les faits paraissent s'être passés, pour notre région, de la manière suivante : au commencement de l'Oligocène, le massif de la Grande Chartreuse, avec le Jura méridional, formaient une terre basse légèrement ondulée, les bourrelets qui y forment aujourd'hui les anticlinaux étaient déjà accusés ; tandis qu'une mer, venant du Nord, recouvrait en partie le massif des Bauges, également plissés et avec plis déversés à l'ouest. Pendant le Tongrien, lentement ces plis se sont accusés dans les Bauges, se recouvrant de plus en plus de l'est à l'ouest, et peu à peu la mer s'est retirée pour faire place à un lac également développé dans les vallées situées sur les bords du Jura. A leur tour, les eaux de ce lac ont quitté les Bauges, et cela toujours par suite du plissement continu de la région et aussi *de son exhaussement général* ; si bien qu'au moment du retour de la mer, au premier étage méditerranéen, les Bauges, trop élevées, formaient une terre reliée à la partie est du massif de la Grande Chartreuse ; c'est pourquoi la mer des mollasses à *Pecten præscabriusculus* a envahi, dans notre région, le bord est du Jura méridional, sans pénétrer dans la zone subalpine.

Chambéry, le 25 octobre 1894.

Bassin tertiaire
DES DÉSERTS *(SAVOIE)*



LÉGENDE

5	*Couches rouges*	Aquitanien
4	*Fausse mollasse*	
3	*Flysch*	Tongrien
2	*Grès. Calcaire. Poudingue*	
1	*Sable et gravier*	
c_{II}	Urgonien	
c_{V}	Valanginien	
——	*Faille*	

BRAIRIE POLYTECHNIQUE, BAUDRY ET Cie, ÉDITEURS

PARIS, 15, rue des Saints-Pères. — LIÈGE, rue de la Régence, 21.

EXTRAIT DU CATALOGUE

ire de la chimie.
Histoire de la chimie. I. Histoire des grandes lois chimiques. — II. Histoire des étalloïdes et de leurs principaux composés. — III. Histoire des métaux et de leurs incipaux composés. — IV. Histoire de la chimie organique, par R. JAGNAUX. 2 vones grand in-8°, contenant plus de 1500 pages . . . . 32 fr.

mémoire du chimiste.
Aide-mémoire du chimiste. Chimie inorganique, chimie organique, documents imiques, documents physiques, documents minéralogiques, etc., etc., par R. JAGNAUX. beau volume contenant environ 1000 pages, avec figures dans le texte, solidement lié en maroquin. . . . . 15 fr.

Mecum du fabricant de produits chimiques.
Vade-mecum du fabricant de produits chimiques, par le Dr G. LUNGE, professeur de imie industrielle à l'Ecole Polytechnique fédérale de Zurich, traduit de l'allemand r la 2e édition par V. HASSREIDTER et PROST, chimistes-industriels. 1 volume in-12, ec figures dans le texte, relié . . . . 7 fr. 50

é de chimie.
Traité de chimie avec la notation atomique, à l'usage des élèves de l'enseignent primaire supérieur, de l'enseignement secondaire moderne et classique des ndidats aux écoles du gouvernement et aux élèves de ces écoles, par LOUIS SERRES, cien élève de l'Ecole polytechnique, professeur de chimie à l'école municipale supéeure Jean-Baptiste Say. 1 volume in-8°, avec figures dans le texte. . . . . . 10 fr.

On vend séparément :
Première partie : Métalloïdes . . . . 3 fr. 50
Deuxième partie : Métaux . . . . 3 fr. 50
Troisième partie : Chimie organique. . . . . 3 fr. 50

ie appliquée à l'industrie.
Traité de chimie appliquée à l'industrie, par ADOLPHE RENARD, docteur ès sciences, ofesseur de chimie appliquée à l'Ecole supérieure des sciences de Rouen. 1 volume and in-8°, avec 225 figures dans le texte . . . . 20 fr.

se chimique.
Traité d'analyse chimique des substances commerciales, minérales et organiques, r R. JAGNAUX. 1 vol. grand in-8°, avec figures dans le texte, deuxième édition. 20 fr.

se chimique.
Tableaux d'analyse chimique minérale d'après FRÉSÉNIUS, par C. DESMAZURES, 11 taeaux figuratifs renfermés dans un carton . . . . 20 fr.

ie analytique minérale.
Traité de chimie analytique, minérale, qualitative et quantitative, par L.-L. DE KONINCK, génieur honoraire des mines, professeur à l'Université de Liège, 2 volumes grand -8°, avec 85 figures dans le texte . . . . 25 fr.

ulations chimiques.
Manipulations chimiques, qualitatives et quantitatives préparatoires à l'étude systéatique de l'analyse, par L.-L. DE KONINCK, ingénieur honoraire des mines, professeur l'université de Liège, 1 volume in-12, avec figures dans le texte. . . . . . 2 fr. 50

onnaire d'analyse.
Dictionnaire d'analyse des substances organiques, industrielles et commerciales, par OLPHE RENARD, docteur ès sciences, professeur de chimie à l'Ecole supérieure des iences de Rouen. 1 volume in-8°, avec figures dans le texte, relié . . . . . 10 fr.

odes de travail pour le laboratoire.
Méthode de travail pour les laboratoires de chimie organique, par le Dr LASSAR COHN, ofesseur de chimie à l'université de Kœnigsberg, traduit de l'allemand par E. ACKERMANN, génieur civil des mines, 1 volume in-12, avec figures dans le texte, relié . 7 fr. 50

minérales de la France.
Les eaux minérales de la France. Etudes chimiques et géologiques entreprises conmément au vœu émis par l'Académie de Médecine, sous les auspices du Comité nsultatif d'hygiène publique de France, par E. JACQUOT, inspecteur général des mines, embre du Comité d'hygiène, et WILLM, professeur de chimie à la Faculté des sciences Lille. 1 volume grand in-8°, avec 21 figures dans le texte et une carte. . . 20 fr.

res colorantes artificielles.
Traité pratique des matières colorantes artificielles dérivées du goudron de houille, par M. VILLON, ingénieur-chimiste. 1 volume grand in-8°, avec figures dans le texte. 20 fr.

ÉVREUX, IMPRIMERIE DE CHARLES HÉRISSEY

CHIM
ET

LES
PHÉNOMÈNES DE CONTACT DE LA LHERZOLITE
ET DE
QUELQUES OPHITES DES PYRÉNÉES

PAR

M. A. LACROIX
Professeur de Minéralogie au Muséum d'Histoire naturelle.

INTRODUCTION

Depuis six ans, je poursuis l'étude des gisements de lherzolite des Pyrénées. Dès ma première année de courses, j'ai découvert sur l'histoire géologique et minéralogique de cette roche un grand nombre de faits intéressants et nouveaux qu'ont augmentés et confirmés mes recherches ultérieures. J'ai attendu jusqu'à cette année pour en publier les résultats [1], espérant toujours trouver au sujet de l'âge de cette roche des documents plus précis que ceux qui vont être exposés plus loin.

J'ai consacré une partie de ma campagne de cet été à voir ou à revoir tous les gisements de la chaîne dans lesquels la lherzolite a été signalée. Grâce à une installation appropriée, j'ai pu rester pendant plusieurs jours dans la plupart d'entre eux, suivant minutieusement et pas à pas les contours des moindres affleurements de lherzolite pour chercher ses relations avec les roches voisines. J'ai ainsi découvert une nombreuse série de contacts de la lherzolite et des asssises du jurassique inférieur dans lesquels ces dernières présentent des phénomènes métamorphiques des plus remarquables, me permettant de constituer de toutes pièces l'histoire du métamorphisme dû à la lherzolite sur lequel on n'avait jusqu'à présent aucune donnée précise.

Malheureusement, la question géologique ne peut être résolue d'une façon aussi satisfaisante ; les calcaires secondaires au milieu desquels se rencontre toujours la lherzolite, sont à peu près complètement dépourvus de fossiles, et les limites supérieure et inférieure entre lesquelles s'est produite l'intrusion de la roche éruptive ne peuvent être établies avec toute la précision que j'aurais désirée.

[1] J'ai cependant pris date pour quelques-uns d'entre eux dans une courte note publiée en 1892 dans les *C.-Rendus*, CXV, 974.

Dans le cours de cette année et avant ma campagne d'été, j'ai donné aux *Nouvelles Archives du Museum* [1] un mémoire minéralogique sur la lherzolite des Pyrénées, dans lequel, en faisant connaître quelques phénomènes de contact, j'ai particulièrement étudié la composition minéralogique de cette roche éruptive et d'une nombreuse série de roches basiques que j'ai découvertes en filons au milieu d'elle.

La **Première partie** du présent mémoire est consacrée à *l'étude géologique de la lherzolite* et surtout à *la description de ses phénomènes de contact.* J'y ai en outre brièvement résumé mon travail antérieur, auquel je renvoie pour tout ce qui concerne les détails minéralogiques, l'historique et la bibliographie de la question.

La **Deuxième partie** est destinée à prendre date au sujet des *phénomènes de contact des ophites*. On sait que les roches vertes désignées dans les Pyrénées sous le nom d'ophites, sont des diabases ou des gabbros plus ou moins basiques, à structure ophitique, qui sont toujours plus ou moins ouralitisés. Si depuis les travaux de M. Michel Lévy [2], la composition et la structure de ces roches sont bien connues, l'accord est loin d'être fait sur leurs conditions de gisement et sur leur âge. Je ne veux point pour l'instant aborder ici cette question et je me bornerai strictement à étudier quelques-uns de leurs phénomènes de contact qui offrent une remarquable analogie avec ceux de la lherzolite.

La **troisième partie** enfin comprend le résumé et les conclusions auxquelles conduit l'étude des phénomènes métamorphiques décrits dans ce mémoire.

En parcourant ces quelques pages, le lecteur n'aura pas de peine à se convaincre que les Pyrénées françaises constituent un champ merveilleux pour l'étude du métamorphisme de contact. J'en donnerai incessamment une nouvelle preuve en décrivant les phénomènes de contact du granite et des terrains paléozoïques.

[1] *Nouvelles Archives du Muséum*. Paris, Masson. 3e série, VI, 209 à 308, pl. 5 à 10, 1894.
[2] *Bull. Soc. géol.*, 3e série, VI, 156, 1877.

Paris, 1er Novembre 1894.



Sohier et Campy, 33, rue Hallé. — Paris

Lherzolite de l'étang de Lherz
recouverte par la brèche calcaire du Jurassique supérieur du pic de Montbeas

PREMIÈRE PARTIE

LHERZOLITES

CHAPITRE PREMIER

DISTRIBUTION GÉOGRAPHIQUE

Les gisements pyrénéens de lherzolite s'observent dans l'Aude, l'Ariège, la Haute-Garonne, les Hautes et les Basses-Pyrénées, sur les *feuilles de Foix, de Bagnères et de Tarbes*, mais les principaux d'entre eux se trouvent dans l'Ariège (*feuille de Foix*) et dans la Haute-Garonne (*feuille de Bagnères*).

§ I. — Feuille de Foix.

Les gisements de l'Aude et de l'Ariège sont tous sur la feuille de Foix ; ils ne sont pas isolés, mais sont groupés en essaims, formés de pointements qui souvent doivent être considérés comme des parties d'une même masse profonde, mises au jour par les érosions ayant enlevé le manteau calcaire qui les recouvrait. Ils forment les deux grands groupes suivants :

Groupe de Prades. — Ces gisements se trouvent au nord-ouest du village de Prades et couronnent la haute Serre séparant le plateau de Prades du ravin de l'Ourza. Le sommet du pic de Géralde et les crêtes qui dominent le ravin du Boudigous et du Basqui sont formés par de la lherzolite.

Plus à l'est, dans le talus gauche de la route de Prades à Belcaire, se trouve un pointement de quelques mètres carrés, que j'ai visité sur les indications de M. de Lacvivier[1]; c'est le seul gisement situé dans le département de l'Aude. Il est à la frontière de l'Ariège et tout près du point de jonction des feuilles de Foix et de Quillan.

Au S.-O. du pic de Géralde, un des contreforts des rochers de Caussou renferme plusieurs pointements de lherzolite qui forment le fond du ravin du bois du Fajou, ravin qui se termine sur le chemin du col de Marmare à Caussou et à

[1] *Bull.* n° 31, p. 14.

environ 1,200 m. avant ce village. Au-dessus de ce chemin et à 500 m. au N. E. du ravin dont il vient d'être question, il existe un petit pointement de lherzolite, en partie formé par un type riche en hornblende.

Un gisement de la même importance s'observe à l'ouest de Caussou et un peu avant le village de Bestiac, au lieu-dit Sabena.

Enfin, plus au nord-ouest, Leymerie a signalé[1] au S.-E. du roc d'Appi une lherzolite que je n'ai pu trouver, mais à l'endroit indiqué, j'ai constaté la présence d'une grande quantité de blocs d'ophite.

A quelques kilomètres de là, entre les communes de Vernaux et de Lordat, se rencontrent des calcaires noirs profondément métamorphisés et de la même façon que ceux que j'ai observés dans le bois du Fajou au contact de la lherzolite; il est probable que cette dernière roche doit exister à proximité dans quelque point non érodé.

Groupe Vicdessos-Lherz. — Les gisements de ce groupe sont les plus importants de l'Ariège. En allant de l'est à l'ouest, on trouve tout d'abord la lherzolite au sud de la vallée de Vicdessos, à la croix de Sainte-Tanoque sur le coteau qui domine au nord-ouest le village de Lercoul; un autre gisement se rencontre un peu au dessous du village de Sem, sur la rive droite du ravin que longe le chemin muletier de la mine de Rancié.

M. Mussy a signalé[2] en outre la lherzolite au col de Rancié sur le chemin de Sem à Lercoul, au col de Risoult et à la pointe de Berquié qui domine au sud le village de Vicdessos: les roches éruptives dont il s'agit sont des *ophites* et non des lherzolites; le gisement du col de Rancié se prolonge jusqu'au-dessus de Lercoul.

Au nord de Vicdessos et au voisinage immédiat du bourg se trouve le pointement de Porteteny; il en existe plusieurs autres sur le territoire d'Orus, mais à proximité de Vicdessos dans le quartier de Fontanabouche, aux Roujos et dans le ravin de Nadaliss, qui domine Vicdessos et se termine au petit col del Picouder. Tous ces pointements me paraissent provenir de la même masse profonde.

Quant à la roche signalée comme lherzolite par M. Mussy au-dessus du chemin allant du village de Saleix au port du même nom, elle est formée par une *ophite*.

D'importants gisements se trouvent au milieu de la forêt de Freychinède, dans les contreforts du pic de Gréoula et du pic de Taupe-d'Ours qui dominent la rive droite de la vallée de Suc. Ces gisements sont coupés par le chemin forestier. Le premier d'entre eux, peu important du reste, s'observe à une bifurcation du chemin au-dessus du lieu dit Rampon; mais les plus considérables se rencontrent au rocher de l'Escougeat près d'une maison de garde et au dessus de la tourbière de Bernadouze.

Dans la forêt de Freychinède, il existe, en outre, un ou plusieurs pointements

[1] *Bull. Soc. géol.*, 2e série, XX, 1863.
[2] *Texte explicatif de la carte géologique de l'Ariège.* Foix, 1870, 139.

d'*ophites* recouverts par la végétation et mis à découvert en quelques points par le chemin forestier.

La vallée de Suc se termine au port de Massat (ou port de Suc), qui la fait communiquer avec la vallée de Massat par l'intermédiaire du ravin du Bastard. Celui-ci, orienté S.E.-N.O., est dominé au sud par des crêtes calcaires qui vont rejoindre le pic de Montbéas ; elles envoient vers le nord des prolongements qui limitent des ravins secondaires déversant leurs eaux dans le ravin du Bastard (ravins de Lherz, de l'Homme Mort, de la Plagnole et de la Piède). Dans ces petits ravins et au milieu des arêtes calcaires qui les encaissent, se trouvent de nombreux pointements de lherzolite ; les uns n'ont que quelques mètres carrés, les autres, au contraire sont assez importants : celui du pic de la Fontête Rouge forme des rochers de plusieurs centaines de mètres de hauteur.

Tous ces pointements lherzolitiques me paraissent provenir du décapement de la même masse profonde que celle de l'étang de Lherz. Au sud de cet étang, la lherzolite forme des éminences limitées au sud par le ravin d'Artigou et la fin du vallon de Girantos. Elle a environ 2,200 m., dans la direction S.E.-N.O., sur 800 m. du nord au sud ; elle disparaît à l'ouest sous les calcaires blancs du pic de Montbéas (pl. I).

§ II. — Feuille de Bagnères.

J. de Charpentier a signalé la lherzolite aux environs de Portet-d'Aspet (Haute-Garonne) ; la roche éruptive de cette localité est en réalité formée par une *ophite*, mais plus à l'est et sur le territoire de Coulédoux, la lherzolite constitue le piton du Tuc d'Ess, auquel est adossé le hameau du Portillon. Elle domine la route de Sengouagnet à Portet et se termine à la région boisée au pied de laquelle passe cette route. Du côté de Coulédoux, elle est en contact avec une *ophite* qui paraît être sur le prolongement de celles du col de Menté et de Lez. Je dois à l'obligeance de M. Roussel un échantillon de lherzolite, indiqué comme provenant du col de Menté. Dans l'excursion, très rapide il est vrai, que j'ai faite à ce col, je n'y ai vu que de l'*ophite*.

Massif de Moncaup-Arguénos. — Leymerie a signalé le premier[1] ce massif compris entre les villages d'Arguénos, de Moncaup et de Cazaunous (Haute-Garonne). Il a 3.300 mètres du S. O. au N. E. sur environ 1,500 mètres de largeur ; le pic du Gars le domine au S. O., la montagne du Cagire au S. E. Sur la rive gauche du petit ruisseau du Jop, j'ai observé une *ophite* à proximité de lherzolite.

[1] *Mém. Acad. sc. lettres de Toulouse*, 7e série, III, 1871.

§ III. — Feuille de Tarbes.

A environ 2 km. au sud de Bagnères-de-Bigorre (Hautes-Pyrénées), M. E. Frossard a trouvé [1] dans les carrières de Médoux des fragments de serpentine au milieu d'une brèche calcaire jurassique. Dans la partie inférieure de la carrière, M. Ch. Frossard a même recueilli des fragments d'une brèche presque exclusivement formée de fragments de serpentine et tout à fait analogue comme structure aux brèches lherzolitiques de Lherz, qui seront décrites plus loin.

L'examen microscopique montre que ces serpentines proviennent de la transformation de lherzolite, et d'après tout ce que j'ai observé dans l'Ariège, il me semble probable qu'il doit exister un pointement lhèrzolitique à quelques mètres seulement au-dessous du niveau actuel de la carrière ; celle-ci est malheureusement inexploitée, ce qui rend impossible la vérification de cette hypothèse.

Dans l'angle S. O. de la feuille de Tarbes, il existe un intéressant gisement de lherzolite, à la limite des communes de Louvie-Juzon et de Bruges (Basses-Pyrénées). La lherzolite forme le petit monticule du Moun caou, qui se dresse au milieu d'un vaste cirque dominé par le pic de Merdanson, le pic Durban, le sommet de Quiala, etc. Il est limité par des ravins qui viennent déboucher dans le ruisseau le Bazet.

Depuis la création de l'établissement thermal de M. J. Ort (bains de Durrieu), à deux kilomètres environ au nord du Moun caou [2], il est facile de visiter ce gisement peu connu.

M. des Cloizeaux [3] a signalé auprès du col de Lurdé (*Feuille de Lus*) l'existence d'une lherzolite ; d'après les échantillons que je dois à la bienveillance de mon savant maître, cette roche est une *diabase à olivine et à structure ophitique* qui, malgré ses caractères extérieurs, doit être nettement distinguée de la lherzolite.

[1] *Bull. Soc. Ramond*, IV, 30, 1869.

[2] Cette lherzolite a été brièvement décrite par M. Kühn (*Zeitschr. d. d. geol. Gesellsch.*, XXXIII, 398, 1881), d'après un échantillon qui lui a été envoyé par M. Gonreau. M. Kühn indique comme localité Saint-Pé-de-Hourat. Il n'existe pas de localité portant ce nom, mais le Moun caou se trouve à environ 4 km. au sud du hameau de Hourat ou Pé-de-Hourat (commune de Louvie-Juzon) ; son nom n'est pas indiqué sur la carte d'Etat-major, pas plus, du reste, que celui des bains de Durrieu, dont le propriétaire, M. J. Ort, a bien voulu obligeamment me servir de guide au mois de septembre dernier.

Dans le mémoire précité, M. Kühn décrit un échantillon de lherzolite provenant de Bouloc (Basses-Pyrénées). Je n'ai pu trouver la position de cette localité sur aucune carte ; il existe bien un village appelé Bonloc, situé sur la lisière Est du massif du Labourd, mais à ma connaissance, la lherzolite ne s'y rencontre pas.

[3] *Bull. Soc. géol.*, 2e série, XIX, 418, 1882.

CHAPITRE II

CONDITIONS DE GISEMENT ET AGE DE LA LHERZOLITE

Les conditions de gisements de la lherzolite de l'Ariège sont remarquablement identiques partout où cette roche peut être observée. Elle se rencontre exclusivement dans les massifs calcaires désignés par J. de Charpentier sous le nom de calcaire primitif et presque toujours sur leur lisière, non loin des granites ou schistes cristallins qui leur servent de substratum.

§ I. — Constitution stratigraphique des régions de l'Ariège où se rencontre la lherzolite

Je n'ai aucune notion personnelle à apporter au sujet de l'âge des calcaires des régions lherzolitiques. Je m'appuie donc pour cette question sur les opinions formulées par les géologues qui l'ont particulièrement étudiée et qui, pour l'Ariège, sont mes collègues, MM. de Lacvivier et Roussel.

La composition moyenne des assises calcaires des régions lherzolitiques de l'Ariège (Prades, environs de Vicdessos et de Lherz) est la suivante en partant de la base, le substratum étant suivant les gisements, le granite, le gneiss ou les schistes paléozoïques :

A. Brèche calcaire renfermant des fragments des roches anciennes lui servant de substratum.

B. Calcaires gris ou noirs alternant avec des calcschistes, des schistes argileux ou des schistes gréseux.

C. Dolomies noirâtres et calcaires blancs souvent bréchiformes à divers niveaux.

M. de Lacvivier [1] considère la brèche inférieure (non fossilifère) comme représentant le *lias inférieur* et telle est également l'opinion de M. Roussel [2].

La deuxième série de couches est mieux caractérisée ; en divers points en effet des fossiles y ont été rencontrés. Dufrénoy a notamment trouvé au col d'Agnet, près de Lherz, le *pecten æquivalvis*, accompagné de bélemnites, de térébratules, etc. M. de Lacvivier a trouvé ces mêmes fossiles au pic de Montbéas près de l'étang de Lherz, il les considère comme appartenant au *lias moyen*.

[1] *Bull*. n° 31, 1892, p. 14.
[2] *Bull*. n° 35, 1893, chapitre V,

Dans une course commune au port de Saleix, nous avons, ce savant[1] et moi, recueilli dans les calcaires noirs de ce niveau d'assez nombreux fossiles, de grands pectens (*pecten æquivalvis?*) des bélemnites et de nombreux fragments d'acéphales. Malheureusement ces fossiles sont indéterminables et dans de nouvelles courses effectuées cette année, j'ai vainement cherché des échantillons en meilleur état de conservation.

Le faciès pétrographique des roches constituant l'étage B est tout à fait analogue à celui des calcaires liasiques fossilifères de plusieurs points de l'Ariège. M. Roussel attribue ces calcaires marneux soit au *lias moyen* soit au *lias supérieur*.

Le troisième étage, entièrement dépourvu de fossiles, est regardé par M. de Lacvivier comme représentant le *corallien* d'Hébert, tandis que M. Roussel y distingue deux niveaux, l'un inférieur en grande partie formé par des dolomies noires fétides ou des calcaires bréchiformes représentant *toute l'oolithe*, alors que la partie supérieure souvent aussi bréchiforme serait l'équivalent du *néocomien*. Ce géologue reconnaît du reste que dans diverses parties de l'Ariège et notamment dans la région située à l'ouest de Vicdessos, qui nous intéresse particulièrement ici, la division précédente ne peut être faite avec précision.

§ II. — Age de la lherzolite.

D'après l'opinion généralement admise par les géologues qui ont étudié les Pyrénées, la lherzolite serait postérieure à toutes les formations qui viennent d'être énumérées.

Dès mes premières excursions à l'étang de Lherz et dans la vallée de Suc, j'ai été frappé de l'absence de phénomènes métamorphiques dans les calcaires de la série supérieure (C) en contact avec la lherzolite et de l'existence de galets de lherzolite dans ces calcaires, cette dernière constatation impliquant d'une façon nécessaire la postériorité de ces calcaires par rapport à la roche éruptive. A la suite de courses communes, M. de Lacvivier qui avait autrefois défendu l'opinion contraire se rallia à cette manière de voir et l'exposa dans le *Bulletin* n° 31.

En étudiant en grand détail la périphérie de tous les pointements lherzolitiques actuellement connus dans les Pyrénées, j'ai découvert dans la plupart d'entre eux le contact de la lherzolite avec des assises calcaires, argilocalcaires, calcaréo-siliceuses, ou gréseuses que je crois pouvoir attribuer au lias, étage B; ces roches présentent des modifications des plus remarquables dont l'étude constitue la plus grande partie de ce mémoire.

Je me propose dans ce chapitre de démontrer l'origine intrusive de la lherzolite, sa postériorité au lias et son antériorité à la base de la brèche du jurassique supérieur.

[1] *Bull.* n° 31, p. 16.

a. *Origine intrusive de la lherzolite.* — L'origine éruptive de la lherzolite n'a jamais été démontrée d'une façon rigoureuse. On verra plus loin que la brèche lherzolitique regardée par Cordier comme une brèche ignée contemporaine de l'arrivée de la roche éruptive à une origine tout autre.

Par contre, les phénomènes de contact si remarquables qui seront étudiés en détail démontrent à l'évidence la nature éruptive de la lherzolite ; j'ai relevé plusieurs coupes qui font voir en outre que la lherzolite n'est pas venue au jour, mais a fait intrusion au milieu des couches qu'elle a métamorphisées.

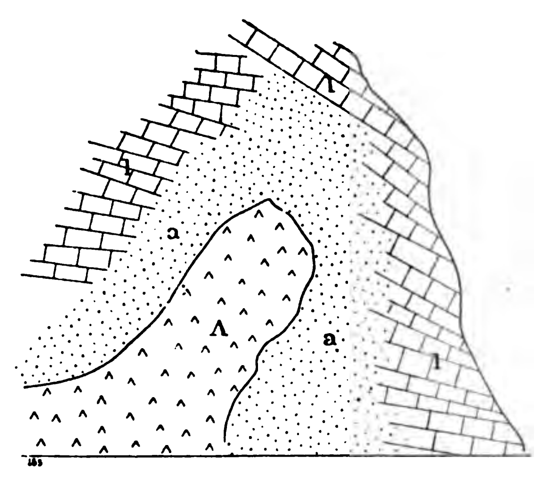


Fig. 1. — Bosse intrusive de lherzolite (Λ), au milieu du calcaire noir liasique (*l*), qui au contact immédiat (*a*) a perdu sa schistosité et a été transformé en un calcaire blanc à très grands éléments, riche en microcline, amphibole, mica, dipyre, etc.

Dans le deuxième ravin que l'on trouve à main droite en allant du village de Prades au sommet 1711 de la carte d état-major, constitué par la lherzolite, on peut voir très facilement le contact de la lherzolite avec une série de calcaires cristallins et de schistes noirs, fortement transformés. A 150 mètres environ du haut du ravin et sur son flanc gauche, j'ai rencontré une protubérance de lherzolite ayant environ 12 mètres de diamètre, pénétrant au milieu des calcaires et les disloquant fortement (fig. 1) Au contact immédiat. les calcaires perdent toute trace de schistosité, ils sont blancs à très grands éléments et renferment d'énormes cristaux de hornblende noire, des lames de biotite de plus d'un centimètre de diamètre. du dipyre, du microcline, etc., alors qu'à quelques mètres de là, les mêmes minéraux développés dans les calcaires noirs régulièrement rubanés et stratifiés ont à peine quelques millimètres (voir chapitre V, § I.)

La photographie reproduite Planche II montre la lherzolite du bois du Fajou (fond nord-ouest du ravin) en contact avec les calcaires métamorphisés ; ceux-ci ont été relevés, redressés, pénétrés et bouleversés ; ils s'appuient sur la lherzolite à laquelle ils forment une enveloppe grossièrement concentrique. Le con-

tact a eu lieu perpendiculairement à la schistosité du calcaire (voir chap. V, § II.)

Au-dessus de Vicdessos et sur le versant du petit col del Picouder qui regarde Sentenac, j'ai relevé la coupe ci-jointe (fig. 2), montrant une bosse de lherzolite d'environ 4 m. sur 7 m. qui a pénétré entre les strates calcaires et les a fortement disloquées. A son contact immédiat, le calcaire est devenu bréchiforme, et les modifications métamorphiques sont intenses aussi bien au toit qu'au mur de cette petite masse intrusive (voir chap. V, § V.)

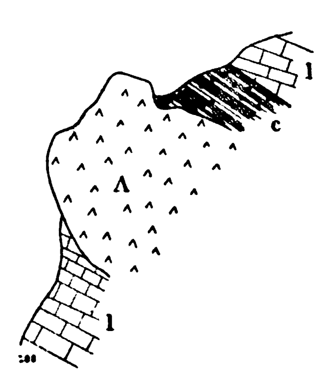


Fig. 2. — Bosse intrusive de lherzolite (A) [col del Picouder] au milieu des calcaires liasiques (*l*) riches en minéraux métamorphiques. En *c* des couches argilo-calcaires ont été transformées en *cornéennes*.

A la Fontête rouge près de Lherz, j'ai découvert un fort beau contact dont une photographie a été reproduite dans la Planche III. Il a eu lieu obliquement à la stratification des couches calcaires. Au contact immédiat s'observe une zone de quelques centimètres qui à l'œil nu peut être prise pour une brèche lherzolitique, mais qui en réalité est formée par la trituration de la roche sédimentaire; sa coloration jaune est due à des produits ferrugineux secondaires. Au-delà de cette zone, la roche sédimentaire est formée par une alternance de calcaires et de lits silicatés correspondant à des roches originairement argileuses. A une petite distance de la lherzolite, les lits silicatés sont brisés, disjoints et la roche offre l'apparence d'une brèche d'une nature particulière, résultant de l'écrasement d'un milieu non homogène. Au moment de l'intrusion de la lherzolite et pendant que la transformation des roches sédimentaires s'effectuait, les lits silicatés rigides se sont rompus, alors que le calcaire plus plastique s'écoulait entre les fragments disloqués : ceux-ci n'ont pas subi de très grands déplacements. Ce même contact est visible sur le versant Est du pic de la Fontête rouge au fond du ravin de l'Homme Mort, on y voit la lherzolite recouvrir les roches métamorphiques (fig. 3).

Dans le même gisement, j'ai observé de petites apophyses de la masse lherzolitique qui ont pénétré au milieu des calcaires et y ont déterminé des déformations mécaniques et des transformations minéralogiques des plus intenses (voir chap. V, § VIII. A).

Des brèches analogues se rencontrent sur le revers sud du massif lherzolitique de l'étang de Lherz (voir chap. V, § VIII. E).

Les observations stratigraphiques qui précèdent démontrent l'origine intrusive de la lherzolite ; on peut y ajouter des arguments pétrographiques. Cette roche en effet possède une structure holocristalline et grenue, impliquant un refroidissement lent qui est en outre rendu probable par l'absence complète de modification de structure au contact de la roche éruptive et des couches qu'elle a bouleversées. L'abondance des inclusions liquides dans plusieurs des minéraux constituant la lherzolite indique en outre que cette roche s'est consolidée sous pression.

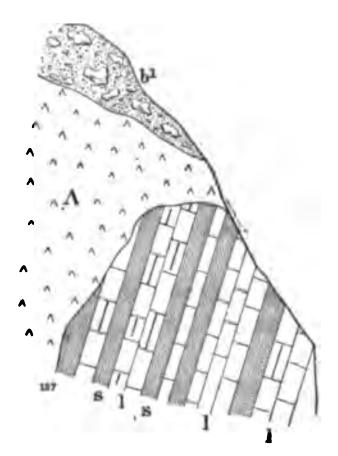


Fig. 3. — Contact de la lherzolite (Λ) et des assises liasiques très métamorphisées, constituées par une alternance de calcaires cristallins (*l*), de schistes micacés et de cornéennes (*s*). La lherzolite est recouverte par la brèche entièrement lherzolitique. (b^1) [Abrupts sud-ouest du ravin de l'Homme mort].

b. Situation des gisements de lherzolite. — La situation de tous les gisements de lherzolite sur le bord des massifs calcaires et par suite à peu de distance des roches anciennes serait assez inexplicable si cette roche éruptive était postérieure aux calcaires supérieurs qui forment les crêtes, elle se comprend facilement au contraire quand on sait que ces calcaires leur sont postérieurs. Ils forment un manteau sur toute la région et la lherzolite ne peut apparaître que là seulement où l'érosion les a arrachés. Comme la chaîne calcaire de Vicdessos-Lherz est constituée par une arête rocheuse presque rectiligne et dépourvue de profondes coupures transversales, on conçoit sans peine que sur ses bords érodés seulement peuvent apparaître les roches sous-jacentes. Tous les pointements de lherzolite se trouvent sur son flanc nord, alignés suivant la direction de la chaîne. Il me semble probable, comme je l'ai dit plus haut, qu'ils constituent des parties décapées d'une même masse profonde qui, selon toute vraisemblance, se prolonge assez loin sous la montagne, puisque les calcaires liasi-

ques de son revers sud (port de Saleix), situés à 1 km. 5 du pointement apparent le plus rapproché (Bernadouze), présentent des modifications plus intenses que certains bancs de calcaires de Lherz, situés à moins de 500 mètres de la lherzolite.

Dans les ravins calcaires débouchant dans le grand ravin du Bastard, on se rend bien compte de la façon dont les nombreux pointements lherzolitiques du voisinage viennent au jour par suite du démantellement des calcaires qui les recouvrent.

Quelques-uns de ces pointements, comme celui de la Fontête rouge, sont entièrement décapés, ne supportant plus que par places des lambeaux de brèches lherzolitiques, d'autres au contraire, comme ceux que l'on voit sur le flanc gauche du ravin de la Plagnole ne sont dégagés qu'incomplètement et apparaissent çà et là sous la brèche calcaire à blocs de lherzolite : enfin quelques-uns sont simplement soupçonnés en profondeur, grâce à l'existence de galets de lherzolite épars dans la brèche calcaire qui les recouvre.

c. *Détermination de l'âge des calcaires métamorphisés par la lherzolite.* — Les arguments par lesquels je viens d'expliquer la présence de la lherzolite sur les bords seulement du massif calcaire de Vicdessos-Lherz s'appliquent évidemment aux assises sédimentaires inférieures à la brèche du Jurassique supérieur.

Les calcaires dont les transformations métamorphiques seront étudiées plus loin n'apparaissent donc que dans les ravins qui ont entamé la brèche calcaire supérieure.

Partout où il est possible de constater les relations mutuelles des deux roches, on voit la brèche supérieure recouvrir les calcaires noirs métamorphisés et en renfermer des galets. L'existence dans la brèche supérieure de ces galets de calcaires modifiés a une très grande importance, car elle donne une nouvelle démonstration de l'antériorité de la lherzolite à cette brèche. [1]

Les calcaires modifiés peuvent être recueillis dans la brèche supérieure, surtout dans les divers gisements de la région de Lherz.

La limite supérieure de ces calcaires étant établie, reste à rechercher leur limite inférieure.

Au port de Saleix j'ai relevé la coupe suivante (fig. 4), dans laquelle on voit des calcaires noirs, identiques à ceux de Lherz et offrant les mêmes modifications, recouverts par la brèche supérieure et reposant sur la brèche inférieure. Celle-ci a pour substratum le gneiss, mais de l'autre côté du port, sur le versant regardant Aulus, on la voit reposer sur les schistes et calcschistes paléozoïques (attribués par M. Roussel au permo-carbonifère). Cette brèche est du reste sans aucun doute possible le terme inférieur des terrains secondaires et si en l'ab-

[1] Elle montre en outre que là où il n'existe pas de lherzolite au contact immédiat des calcaires métamorphisés comme cela a lieu au port de Saleix, il n'est pas possible de mettre sur le compte d'un dynamométamorphisme datant du soulèvement pyrénéen le développement des minéraux, tels que le dipyre, qui y abondent, puisque ces minéraux existaient forcément déjà au moment de la formation de la brèche du jurassique supérieur.

sence des fossiles on ne veut pas se laisser guider par des considérations pétrographiques, on ne peut abaisser son âge au-dessous du *trias*. Les calcaires noirs qui les surmontent appartiennent donc sûrement au *lias* et les fossiles, mal conservés il est vrai, qui s'y rencontrent, font pencher pour le *lias moyen* ; mais comme, d'autre part, ces fossiles ne se trouvent pas exactement au sommet de ces couches, il est possible que la partie supérieure de celles-ci représente le *lias supérieur*.

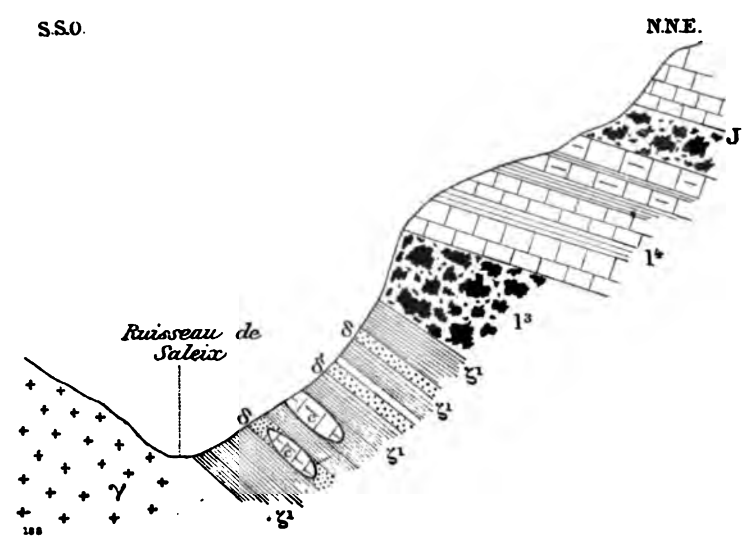


Fig. 4. — Coupe de la vallée de Saleix entre le port et le col.

γ, granite, ζ^1 gneiss, avec intercalations de cipolins (*c*) et d'amphibolites (δ), recouvert par la brèche du lias inférieur (l^3). l^4, calcaires et schistes du lias moyen, J Oolithique débutant par une brèche calcaire. l^3 et l^4 sont métamorphisés.

La coupe que j'ai prise pour exemple comme la plus caractéristique ne montre pas la lherzolite, mais je crois qu'à la suite de la lecture du paragraphe consacré à la description des modifications métamorphiques que j'y ai observées (chapitre V, § IX), et à la démonstration de leur identité avec celles de Lherz, le lecteur ne conservera aucun doute sur l'identité des conditions qui ont modifié les roches de ces deux gisements dont la position stratigraphique est identique. Comme je l'ai fait remarquer plus haut, la lherzolite s'observe à 1 km., environ du port de Saleix de l'autre côté de la montagne, et il me paraît probable qu'elle constitue dans l'axe de la chaîne calcaire un massif important dont le gisement de Lherz et les nombreux pointements s'échelonnant depuis l'étang jusqu'à la forêt de Freychinède, ne sont que des portions dénudées.

L'identité des calcaires de Prades et de ceux de Lherz et de Saleix semble évidente.

Quant aux autres gisements de la feuille de Foix je ne puis rien affirmer au

sujet de leur limite inférieure, n'ayant pas constaté la nature des sédiments qui les supportent. Cependant leur position par rapport aux calcaires supérieurs et les transformations qu'ils ont subies sont tellement identiques à tout ce qui est observé dans les gisements précédents, qu'il n'y a aucune raison pour leur supposer un âge différent.

On peut donc affirmer que *les roches métamorphisées par la lherzolite sont antérieures à la base de la brèche du jurassique supérieure et que quelques-unes d'entre elles sont certainement liasiques* (lias moyen et peut-être lias supérieur), celles dont l'âge n'a pu être fixé plus exactement ne peuvent pas du reste être plus anciennes que le trias.

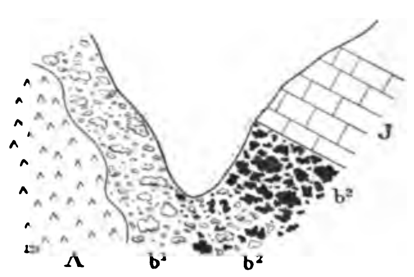


Fig. 5. — Coupe du ravin d'Artigou. — Sur la lherzolite (Λ), s'observent la brèche exclusivement lherzolitique (b^1), puis la brèche lherzolitique et calcaire (b^2) et enfin la brèche exclusivement calcaire qui sert de base au jurassique supérieur (J).

d. *Antériorité de la lherzolite à la base de la brèche du jurassique supérieur.* — α. *Brèches lherzolitiques.* — Depuis longtemps l'attention a été appelée sur les *brèches lherzolitiques* de l'étang de Lherz et des gisements voisins. Leur composition est très variée; elles sont formées de blocs anguleux ou arrondis de lherzolite dont les dimensions varient depuis plusieurs décimètres cubes jusqu'à celles d'un grain de sable ; ces blocs sont réunis par un ciment qui à l'œil nu paraît de même nature. D'autres échantillons renferment en outre des blocs calcaires plus ou moins abondants. Enfin on rencontre des brèches dans lesquelles le ciment est calcaire et les blocs, soit lherzolitiques, soit calcaires.

Les ravins d'Artigou et de Girantos qui au sud jalonnent les contacts de la lherzolite et de la brèche calcaire sont très favorables à l'étude de ces brèches lherzolitiques. On les voit en effet occuper toujours une position intermédiaire entre la lherzolite massive et la brèche calcaire supérieure (fig. 5). Sur la lherzolite et lui formant une sorte d'enveloppe, se trouve la brèche exclusivement lherzolitique. Elle semble faire corps avec la lherzolite tout en s'en distinguant facilement sur les surfaces exposées à l'air par les blocs qui font saillie, grâce à la destruction plus rapide du ciment qui les réunit. Quand on s'éloigne de la lherzolite, on voit des blocs calcaires apparaître dans la brèche, puis devenir de plus en plus nombreux.

Autant la brèche lherzolitique est uniforme, autant ces brèches à éléments calcaires présentent de variations dans leur composition et dans les dimensions

de leurs éléments constitutifs. On rencontre des échantillons dans lesquels les galets sont exclusivement formés de fragments de calcaire de 1 à 2 cm. de diamètre, réunis par un ciment lherzolitique, qui sur les surfaces attaquées par les agents atmosphériques restent en relief, formant de fins linéaments jaunes.

Dans d'autres échantillons, les blocs sont surtout lherzolitiques : souvent à 8 ou 10 mètres des dernières brèches lherzolitiques, on rencontre encore çà et là un galet de lherzolite, comme égaré, au milieu de la brèche calcaire.

Dans les gisements du ravin du Bastard, j'ai recueilli une brèche à grains fins, presque exclusivement lherzolitique, avec un petit nombre de grains calcaires ; la roche a la structure d'une arkose, elle est dépourvue de galets.

Dans d'autres échantillons ayant la même structure, on voit apparaître çà et là quelques galets de lherzolite ou de calcaire.

Ces brèches à grains fins alternent avec des brèches à grands éléments dans des blocs éboulés de plusieurs mètres cubes.

Les brèches à ciment lherzolitique ne sont très développées que dans la région de Lherz ainsi qu'à Bernadouze et à l'Escougeat. Dans les gisements de la région de Prades, on ne trouve que des brèches à ciment calcaire plus ou moins riches en galets de lherzolite au contact immédiat de la roche éruptive.

β. *Interprétation de la brèche lherzolitique.*— Je considère les brèches qui viennent d'être décrites comme des brèches d'origine clastique, formées aux dépens de la lherzolite en place. Les arguments sont nombreux en faveur de cette manière de voir qui n'est cependant pas celle qui a été proposée jusqu'ici. En effet, J. de Charpentier, qui a décrit quelques-unes de ces brèches, a expliqué leur mode de formation en disant [1] que leurs « fragments ont rempli une large fente dans laquelle ils ont été agglutinés par l'infiltration des eaux chargées de molécules calcaires ».

Il n'y a pas lieu de s'arrêter à cette théorie. Dans la région de Lherz, les brèches sont constantes au contact de la lherzolite et des calcaires supérieurs, bien que d'épaisseur inégale. On ne comprendrait pas le mécanisme de la production de fentes régulièrement concentriques aux pointements lherzolitiques ; de plus le ciment de ces brèches n'est pas toujours calcaire et l'existence de galets de lherzolite, isolés dans la brèche calcaire à quelque distance du massif éruptif, exclut toute possibilité d'une formation postérieure à cette même brèche.

Tout autre est l'explication donnée par Cordier [2]: « C'est, dit-il, une brèche de froissement, composée de fragments anguleux de lherzolite et quelquefois de calcaire jurassique (roche encaissante) agglutinés par une pâte lherzolitique. Ces fragments de calcaire (formant quelquefois jusqu'à la moitié de la masse), de gris et compactes qu'ils étaient originairement, sont devenus blancs, cristallins et saccharoïdes par suite d'un phénomène métamorphique résultant de la haute température à laquelle ils se sont trouvés soumis lors de l'épanchement lherzolitique.

[1] *Constitution géognostique des Pyrénées*, p. 263.
[2] *Description des roches... rédigée d'après la classification des manuscrits et des leçons de Cordier*, par C. d'Orbigny, 1868, p. 138.

« Quand la matière lherzolitique, qui devait remplir de grandes fentes ou hiatus, affluait avec lenteur à l'état incandescent, les parties en contact avec les parois des roches encaissantes ont dû se coaguler et y former une sorte d'encroûtement. Puis, pendant que l'épanchement continuait, des fragments de cette matière déjà consolidée ont été arrachés, entraînés avec quelques débris des roches calcaires auxquels ils adhéraient ; enfin le tout a été ensuite ressoudé par la pâte lherzolitique fluide, de manière à constituer ainsi de véritables brèches contemporaines des lherzolithes ».

La théorie de Cordier est intéressante, mais elle montre combien étaient précaires les ressources que les anciens géologues avaient à leur disposition quand pour étudier les roches ils ne possédaient que leur loupe.

Il est visible qu'en établissant sa théorie, Cordier avait présentes à l'esprit les brèches ignées volcaniques dont on trouve de si magnifiques exemples dans le Cantal. Dans ces brèches on observe en effet des fragments de la roche volcanique, déjà solidifiés et brisés par la poussée qui amène au jour la partie encore visqueuse du magma ; celle ci a empâté non seulement ces fragments déjà consolidés de sa propre substance mais encore des blocs arrachés aux roches étrangères qui formaient les parois de la cheminée volcanique ; ces dernières *enclaves* sont souvent métamorphisées.

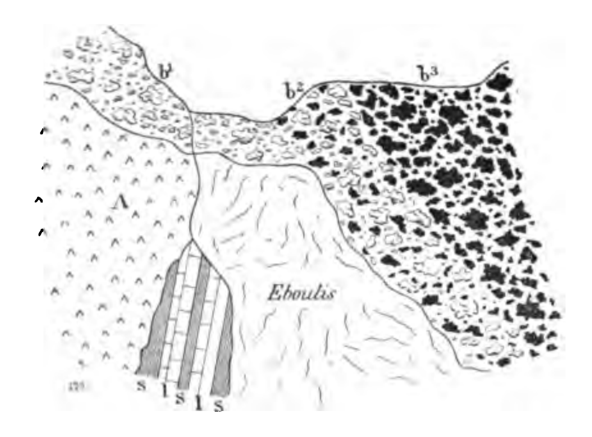
Mais de semblables brèches possèdent une structure caractéristique. Au microscope, on constate que le ciment qui réunit leurs blocs est formé par la roche volcanique elle-même possédant non seulement sa composition, mais encore sa structure microlitique caractéristique (avec bien entendu des variations résultant de différences dans les conditions de refroidissement).

Or rien de semblable ne peut être constaté dans la brèche lherzolitique. Que l'on prenne la brèche exclusivement lherzolitique ou la brèche à ciment calcaire, on voit au microscope que *tous les éléments lherzolitiques* sont *clastiques*. Dans la brèche exclusivement lherzolitique, les blocs sont réunis par un véritable *sable lherzolitique*, formé de petits fragments arrondis ou anguleux de spinelle, de diopside et d'enstatite, plus rarement d'olivine intacte, ce dernier minéral étant généralement transformé en un produit colloïde jaune monoréfringent qui moule tous les autres éléments. Par places, on voit des concentrations des minéraux durs. Prend-t-on les brèches calcaires avee ciment lherzolitique, on voit que celui-ci est formé des mêmes éléments que la brèche précédente, mais ils sont délayés dans de la calcite cryptocristalline. Quant à la brèche entièrement calcaire, on peut y voir souvent à proximité de la lherzolite et comme élément microscopique des fragments épars des éléments les moins altérables de cette roche.

L'hypothèse de Cordier peut donc être absolument rejetée par cette seule considération de structure. De nombreuses autres raisons peuvent en outre être présentées à l'appui de mon opinion. La principale est tirée de l'absence dans ces brèches de tout phénomène métamorphique. Toutes les fois que le ciment est calcaire, on ne trouve dans celui-ci aucun minéral néogène et ses éléments sont même généralement cryptocristallins.

J'ai parlé plus haut et je décrirai plus loin les phénomènes métamorphiques

intenses développés par la lherzolite dans les calcaires liasiques. A la Fontête rouge, on voit à peu de distance l'une de l'autre, d'une part la brèche lherzolitique *sans trace de transformation* et de l'autre les calcaires liasiques *entièrement transformés* et bréchiformes sur quelques mètres au contact de la lherzolite. On ne s'expliquerait pas pourquoi ce métamorphisme intense dans un cas et l'absence complète de métamorphisme dans un autre si les conditions de formation de ces deux brèches étaient les mêmes.



Fontète rouge

Fig. 6. — Coupe de la Fontète rouge. — Au contact de la lherzolite (Λ), on observe des calcaires (*l*) et, schistes micacés et cornéennes (*s*). tous très métamorphisés. La lherzolite est recouverte par la brèche exclusivement lherzolitique (b^1), puis par la brèche calcaréo-lherzolitique (b^2), qui renferme par places des fragments de roches liasiques métamorphisées. Cette dernière brèche est recouverte par la brèche exclusivement calcaire (b^3).

Cordier a fait remarquer que les blocs calcaires de la brèche lherzolithique sont souvent cristallins, cela est parfaitement exact, mais ce qu'il faut considérer dans l'espèce, ce ne sont point les blocs de la brèche, mais le ciment qui les relie. J'ai montré plus haut que lorsque la brèche calcaire repose sur le lias moyen, celui-ci lui a fourni une partie, sinon la totalité de ses éléments ; il est donc bien clair que lorsque la brèche lherzolitique se trouvera reposer sur un contact de lherzolite et de lias, non-seulement elle pourra, mais encore elle devra renfermer des calcaires cristallins métamorphisés par la lherzolite, antérieurement à la formation de la brèche. C'est ce qui arrive à Lherz et surtout près de la Fontète rouge où j'ai observé (fig. 6, b^2) des brèches dont les galets sont constitués par de la lherzolite et par tous les types de roches métamorphiques reconnues dans ce gisement ; ces galets sont réunis pêle mêle et cimentés par de la calcite à grains fins qui ne renferme développé en place aucun des minéraux métamorphiques si abondants dans ces galets. L'absence de modifications métamorphiques dans le ciment implique la postériorité de cette brèche à l'intrusion de la lherzolite.

En examinant les éléments de la brèche lherzolitique, j'ai été frappé par l'abondance des galets de *hornblendite*, de *diallagites*, de *diopsidite* et de *bronzitite*. Comme, d'autre part, je montrerai plus loin que ces roches forment des *filons* dans la lherzolite, leur présence dans les brèches lherzolitiques entraine forcément l'antériorité aux brèches de la lherzolite elle-même.

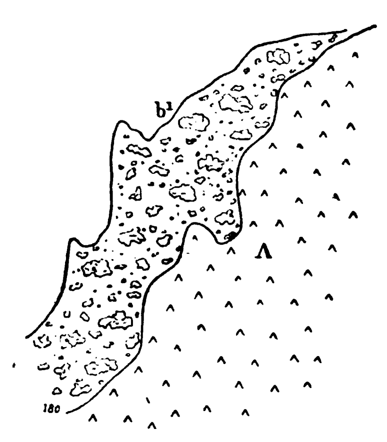


Fig. 7. — Lherzolite Λ, de Bernadouze ravinée et recouverte par la brèche exclusivement lherzolitique (b^1).

La figure 7 montre la surface de la lherzolite de Bernadouze ravinée et recouverte par la brèche exclusivement lherzolitique qui pénètre dans ses moindres anfractuosités.

Toutes ces constatations conduisent donc nécessairement à *considérer les brèches lherzolitiques comme le premier terme des assises sédimentaires qui recouvrent la lherzolite.*

L'étude des contacts des brèches calcaires secondaires d'âge quelconque avec les terrains plus anciens que la lherzolite apporte du reste une confirmation nouvelle à cette opinion.

Dans le ravin du Bastard même, les gneiss sont séparés de la brèche inférieure par un poudingue formé de galets de gneiss, de leptynite, d'amphibolite et de granulite cimentés par leurs débris.

Au col de Saleix, au port de Saleix et en de nombreux gisements au N.-E. du massif granitique d'Ercé, ainsi qu'à Soueix, à Rogalle sur la rive gauche du Salat, etc., on observe des poudingues analogues, formés soit aux dépens du granite, soit du gneiss. Au fur et à msure que l'on s'éloigne de la roche ancienne, les galets ou le sable formé par leur destruction deviennent de plus en plus rares. Ces brèches et poudingues ont exactement la même structure que les brèches lherzolitiques et ont été formés de la même façon.

L'existence de ces brèches lherzolitiques séparant les massifs de lherzolite des calcaires supérieurs, la présence à proximité des massifs de lherzolite de galets

de cette roche, seuls ou associés à des fragments de calcaires liasiques modifiés par elle, démontrent complètement l'*antériorité de la lherzolite aux calcaires du jurassique supérieur.*

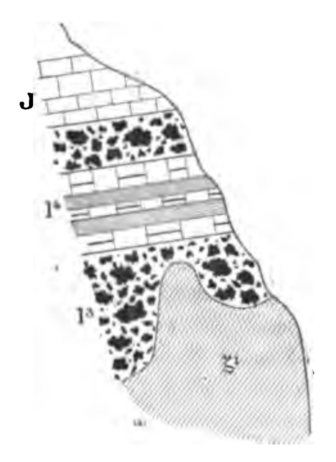


Fig. 8. — Coupe du versant Est du pic de Montbéas passant par le sentier allant de l'étang de Lherz au col d'Eret. ζ^1, schistes feldspathisés. l^3, brèche du lias inférieur, l^4 calcaires et schistes noirs à dipyre du lias moyen. J, jurassique supérieur débutant par une brèche calcaire.

e. *Epoque de l'intrusion de la lherzolite.* — Il reste maintenant à savoir quelle est la limite supérieure à assigner à l'âge de la lherzolite. Cette question peut être approximativement tranchée à l'étang de Lherz. Au pied du pic de Montbéas et sur le versant regardant l'étang, on voit tout près d'un ravin que traverse le chemin du col d'Eret, (fig. 8) les calcaires du lias, riches en gros cris-

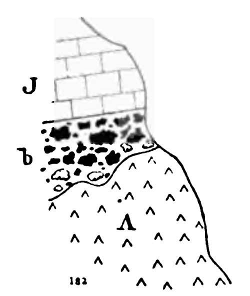


Fig. 9. — Coupe du versant Est du pic de Montbéas au-dessus de l'étang de Lherz à 400 m. au Sud de la coupe précédente. La lherzolite Λ est recouverte par les diverses brèches lherzolitiques (*b*) servant de base au jurassique supérieur (J). La lherzolite a pris la place de ζ^1, l^3 et l^4 de la figure 8.

taux de dipyre, recouverts par la brèche supérieure qui en englobe de nombreux fragments. A 400 mètres plus au Sud et exactement au même niveau,

cette brèche calcaire se trouve en contact avec la lherzolite (fig. 9) et l'on peut observer en ce point toutes les variétés de brèches lherzolitiques décrites plus haut.

Cette observation me paraît démontrer que l'intrusion de la lherzolite a suivi de très près le dépôt du lias, puisque les assises immédiatement supérieures à cet étage se sont formées à la fois aux dépens de la lherzolite et des calcaires liasiques modifiés. La même observation peut être faite à Prades.

f. *Age des lherzolites situées en dehors de l'Ariège.* — Tout ce qui vient d'être dit au sujet de la lherzolite s'applique à l'ensemble des gisements de la *feuille de Foix*.

Quant à ceux du Tuc d'Ess et de Moncaup sur la *feuille de Bagnères*, du Moun caou sur la *feuille de Tarbes*, je n'ai fait que les visiter rapidement et ils sont situés dans une région que je n'ai pas personnellement étudiée au point de vue stratigraphique. Il me semble néanmoins probable qu'on peut leur appliquer les mêmes conclusions qu'aux gisements ariégeois.

Leymerie et M. Caralp indiquent dans leurs cartes comme liasiques, les calcaires en contact avec la lherzolite du tuc d'Ess et de Moncaup ; je montrerai plus loin que la lherzolite les a métamorphisés et que les calcaires noirs charbonneux du col de Portet offrent la plus grande analogie pétrographique avec ceux du port de Saleix.

Quant aux calcaires que métamorphise la lherzolite du Moun caou, ils sont certainement antérieurs au néocomien formant les crêtes avoisinantes. M. Seunes qui du reste n'a pas terminé l'étude de la région, les considère jusqu'à nouvel ordre, comme appartenant au jurassique inférieur.

Dans ces derniers gisements, je n'ai pas trouvé de brèche lherzolitique.

g. *Conclusions.* — Je résumerai cette discussion de la façon suivante : *L'intrusion de la lherzolite de l'Ariège est postérieure au lias* (certainement au lias moyen et peut-être au lias supérieur) *que cette roche a profondément métamorphisé; elle est antérieure à la base de la brèche du jurassique supérieur (oolithe). Cette conclusion peut vraisemblablement s'appliquer aux gisements de la Haute-Garonne et des Basses-Pyrénées.*

CHAPITRE III

ÉTUDE MINÉRALOGIQUE DE LA LHERZOLITE.

§ 1. — Composition normale

La composition minéralogique de la lherzolite a été fixée par le classique mémoire de M. Damour[1]. Les éléments constitutifs de cette roche : *olivine* jaune, *bronzite* brune, *diopside chromifère* vert et *spinelle* noir (*picotite*) sont généralement faciles à distinguer à l'œil nu et tout particulièrement sur les surfaces altérées par les agents atmosphériques : ceux-ci en décomposant l'olivine, lui donnent une couleur jaune rougeâtre qui imprime aux affleurements lherzolitiques un cachet spécial.

La planche I représentant l'étang de Lherz, donne une idée de l'aspect désolé et inculte des montagnes formées par la lherzolite[2]. La rive sud de l'étang est constituée par un entassement de blocs de lherzolite éboulés des falaises qui la dominent. Un bloc placé tout à fait au premier plan de la planche montre les angles émoussés et la surface crevassée de la plupart des blocs de lherzolite. Dans quelques gisements, il existe une pseudostratification dans la masse lherzolitique.

Dans les gisements où la lherzolite est très serpentinisée, on n'observe plus d'éboulis de gros blocs, la roche s'émiette, et de loin les rochers qui présentent ce mode de destruction ressemblent à de vastes carrières (les Roujos près Vicdessos, Bernadouze, flanc sud-est du Tuc d'Ess, le Moun caou).

La rubéfaction de la lherzolite n'est généralement que superficielle, mais dans quelques gisements (forêt de Freychinède), elle est plus profonde ; la roche se transforme en une terre jaune, conservant encore la forme primordiale de la lherzolite ; elle renferme intacts le spinelle, parfois le diopside vert et l'enstatite ; ces deux derniers minéraux perdent alors leur éclat.

Ces lherzolites décomposées sont généralement traversées par des filonnets nombreux de calcite secondaire s'anastomosant et donnant à la roche un aspect bréchiforme. Il ne faut pas confondre ces produits d'altération avec les véritables brèches lherzolitiques. Cette calcite a été en grande partie apportée dans la lherzolite par les eaux sauvages et empruntée à la brèche supérieure.

[1] *Bull. Soc. géol.*, 2e série, XIX, 413, 1862. Pour l'histoire et la bibliographie de la lherzolite, voir mon mémoire des *Nouvelles archives du muséum* (p. 211-217).

[2] Ces montagnes lherzolitiques ont reçu parfois des noms caractéristiques, l'Escourgeat, (*l'écorché*), Moun caou (*montagne chaude* ou *brûlée*).

L'examen microscopique met en lumière la structure holocristalline et grenue de la lherzolite ; aucun des éléments, sauf parfois le spinelle, ne présente de formes géométriques. Ils ont dû se former en même temps, car si l'olivine est souvent incluse dans les pyroxènes, j'ai observé parfois l'inverse.

Aux éléments connus jusqu'à présent dans la lherzolite, il y a lieu d'ajouter la *hornblende* d'un brun noir, qui ne manque absolument dans aucun des gisements pyrénéens, mais qui est généralement microscopique. Elle est postérieure aux autres éléments de la roche. Tous les silicates renferment des inclusions liquides à bulle mobile, surtout abondantes dans la bronzite et le diopside. Il existe, plus rarement, des inclusions vitreuses.

Pour ce qui concerne les propriétés optiques de tous ces minéraux, je renvoie à mon mémoire antérieur ; je rappellerai seulement qu'en lames minces, tous les silicates sont incolores, sauf la hornblende qui est très pléochroïque dans les teintes jaunes et brunes ; quant au spinelle, il est brun foncé.

La bronzite forme avec le diopside chromifère les groupements réguliers habituels. L'olivine offre en lumière polarisée les ombres moirées et les extinctions roulantes avec les macles ou pseudomacles bien connues dans les roches péridotiques dynamométamorphisées ; enfin la bronzite présente très souvent les macles polysynthétiques suivant e^{4} (014) qui ont une semblable origine et que j'ai longuement étudiées dans le mémoire précité.

J'ai distingué trois types dans les lherzolites pyrénéennes.

a. *Lherzolite normale.* — Le premier est formé par la lherzolite qui constitue le massif de Lherz ; tous ses éléments ont sensiblement les mêmes dimensions. C'est cette roche qui présente parfois une apparente stratification. Quand on l'examine en grandes masses, on constate parfois une tendance à un rubanement, dû à l'orientation des minéraux colorés suivant des lits sensiblement parallèles[1] (diopside vert, bronzite et spinelle). Localement, il existe des concentrations d'un ou plusieurs de ces minéraux, formant des bancs parallèles, réunis souvent en grand nombre et séparés seulement par des lits minces de lherzolite normale. On observe ainsi des passages progressifs à l'une des roches filoniennes qui sera décrite plus loin. La hornblende ne se trouve jamais dans ces roches que comme élément microscopique.

A Porteteny, j'ai observé dans la lherzolite des ségrégations exclusivement formées de bronzite, de diopside vert et de spinelle.

Près de la Fontète-Rouge, se trouvent les mêmes ségrégations dépourvues de spinelle et englobant des nodules exclusivement formés d'olivine et d'un peu de spinelle. Néanmoins, ces anomalies sont rares et la lherzolite normale est sensiblement homogène et comparable à elle-même dans tous ses gisements. Les variétés à grands éléments de Sem et de Prades sont moins riches en olivine que la moyenne des variétés à grains plus fins.

La lherzolite normale constitue exclusivement tous les gisements pyrénéens autres que ceux dans lesquels vont être décrits les deux types suivants.

[1] Cette structure est comparable à celle qui vient d'être décrite par MM. A. Geikie et J. H. Teall dans les gabbros tertiaires de l'île de Skye.

b. *Lherzolite porphyroïde.* — Ce type pétrographique constitue, à l'exclusion de tout autre, le massif de Moncaup, la plus grande partie de celui du Tuc d'Ess et le Moun caou. La lherzolite de Caussou est formé par une lherzolite normale passant au type porphyroïde.

Celui-ci se distingue de la lherzolite de Lherz par l'existence de grands cristaux porphyroïdes de bronzite et de diopside, souvent moins vert et moins chromifère que celui de la lherzolite normale. Ces grands cristaux ont en moyenne un centimètre. Ils sont moulés par un mélange grenu des mêmes éléments, accompagnés de spinelle et surtout d'olivine dominante. C'est à cette richesse en olivine que la roche doit sans doute d'être toujours plus ou moins profondément serpentinisée. Les serpentines de la lherzolite porphyroïde se distinguent des serpentines de la lherzolite normale par la persistance des grands cristaux pyroxéniques plus ou moins transformés en bastite.

A Moncaup et au Tuc d'Ess, j'ai recueilli des concentrations de grands cristaux de bronzite et de diopside seuls ou associés ; elles sont les homologues des ségrégations des lherzolites normales ; elles s'en distinguent par la plus grande dimension de leurs éléments constituants.

Ces lherzolites porphyroïdes sont très analogues à celles que Geo. Williams [1] a décrites aux environs de Baltimore. Les grands cristaux porphyroïdes y sont postérieurs aux éléments grenus comme dans les lherzolites de la serrania de Ronda en Andalousie, étudiées par M. Michel Lévy [2].

c. *Lherzolite à hornblende.* — Le dernier type de lherzolite dérive du type normal par l'abondance de la hornblende brune qui devient macroscopique et moule les éléments habituels. Dans cette roche, la hornblende tranche par sa couleur foncée sur le fond jaune et vert des autres minéraux; le spinelle est très peu abondant et forme des inclusions dans la hornblende.

Cette roche ne peut être considérée comme une *picrite à hornblende*, c'est une simple variété de la *lherzolite normale*; elle constitue du reste un accident de la lherzolite de Caussou et ne forme à elle seule aucun massif distinct.

§ II. — Modifications secondaires subies par la lherzolite

Ces modifications sont de deux ordres différents; ce sont des modifications physiques et des modifications minéralogiques.

a. *Modifications d'ordre physique.*

Les modifications physiques sont uniquement dues au dynamométamorphisme. Elles consistent dans des phénomènes d'écrasement ayant produit les

[1] *American Geologist*, VI, 38, 1890.
[2] *Mémoires savants étrangers*. Mission d'Andalousie, XXX, 207, 1889.

macles secondaires de l'enstatite, les ombres moirées de l'olivine et dans les cas extrêmes de forts beaux exemples de *structure en ciment* (fig. 10). Les roches ainsi modifiées présentent des éléments intacts, entourés par un ciment constitué par leurs débris Les fragments non écrasés sont fréquemment tordus et le phénomène est visible à l'œil nu dans les lherzolites porphyroïdes dont les grands

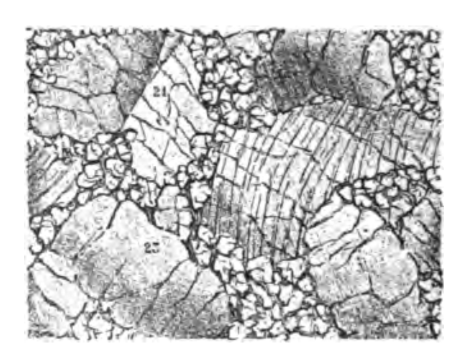


Fig. 10. — Lherzolite de Lherz montrant la structure en ciment avec olivine (23), diopside (21) et plages tordues d'enstatite.

cristaux sont souvent très curieusement gondolés. Ces déformations de structure sont quelquefois accompagnées de transformations minéralogiques, ce qui s'explique aisément, les circulations d'eaux minéralisées devant être facilitées quand la roche a perdu son homogénéité primitive; mais aucune des transformations dont il s'agit n'est liée d'une façon nécessaire à ces phénomènes dynamiques et on les rencontre dans les roches structurellement intactes aussi bien que dans les roches dynamométamorphisées.

b. *Modifications d'ordre minéralogique.*

α. Rubéfaction. — Les plus importantes de ces modifications sont d'origine atmosphérique, elles consistent dans les phénomènes de *rubéfaction* plus ou moins profonde, dont il a été question plus haut et sur lesquels je ne reviendrai pas, ainsi que dans la serpentinisation.

β. Serpentinisation. — Tous les gisements lherzolitiques pyrénéens présentent des parties *serpentinisées*, mais aucun d'entre eux n'est totalement transformé ; en d'autres termes, il n'existe pas dans les Pyrénées françaises de massif indépendant de serpentine.

Ainsi que je l'ai dit plus haut, ce sont les lherzolites porphyroïdes (Moncaup, Arguénos, Tuc d'Ess, Moun caou), qui sont le plus serpentinisées. Dans la plupart des gisements ariégeois, la serpentine se forme le long des fissures de la lherzolite normale; elle consiste extérieurement en surfaces vernissées verdâtres qui recouvrent les nombreux fragments auxquels donne naissance la démolition des rochers serpentinisés. Dans l'Ariège, les environs de Prades, la Croix de

Sainte-Tanoque [1], les Roujos près Vicdessos, Bernadouze, l'émissaire de l'étang de Lherz sont les gisements dans lesquels la serpentine peut être recueillie le plus facilement.

L'examen microscopique montre que la serpentinisation s'effectue par les procédés ordinaires pour donner le plus généralement une serpentine qui offre la *structure en mailles* bien connue (fig. 11) ; les surfaces vernissées dont il a été question plus haut sont d'ordinaire tout à fait colloïdes.

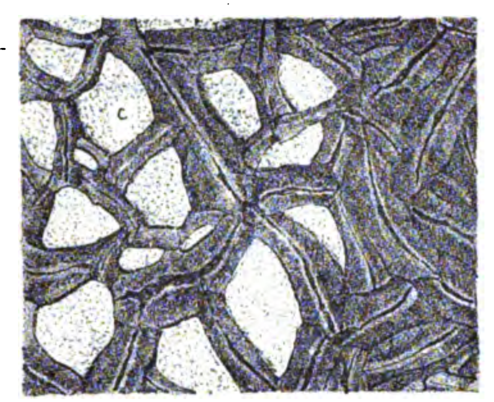


Fig. 11. — Péridot en voie de serpentinisation. Etang de Lherz.

Le gisement de Moncaup-Arguénos mérite une mention spéciale ; on y rencontre en effet et en grande abondance des filonnets de *chrysotile*, de *métaxite*, d'*antigorite* cristallisée, plus rarement des veinules de *garniérite* [2], que j'ai longuement étudiées dans mon mémoire des *Nouvelles Archives du Museum* [3], auquel je renvoie.

Dans ce même gisement, la serpentine est parcourue par des veinules s'anastomosant de *giobertite* mélangée à de la *magnésite*, de l'*opale* et même du *quartz*. Ce résultat ultime de la décomposition de la lherzolite se rencontre rarement dans les autres gisements pyrénéens (Prades, Bernadouze, Lherz. etc.) ; il est fréquent au contraire dans les gisements péridotiques du Piémont (Baldissero, Castellamonte, etc.), de l'île d'Elbe. etc.

Les filonnets macroscopiques de *chrysotile* sont rares dans les autres gisements pyrénéens, sauf toutefois dans la brèche de Médoux où M. Goguel a recueilli des fibres soyeuses de ce minéral atteignant 4 cm. de longueur [4].

Dans les lherzolites porphyroïdes, les grands cristaux de bronzite sont parfois

[1] La lherzolite, imparfaitement serpentinisée de ce gisement, a été considérée par Cordier comme une roche spéciale qu'il a appelée successivement *Lhercoulite* (de Lercoul ou Lhercoul, commune sur le territoire de laquelle se trouve la croix de Sainte-Tanoque), puis *Lherzoline*.

[2] Le péridot de la lherzolite de ce gisement est légèrement nickelifère.

[3] *Bull. Soc. Minér.* XI, 156, 1888.

[4] *Op. cit.*, p. 243.

eux-mêmes en voie de transformation en bastite. Au Moun caou, j'ai trouvé des échantillons fort intéressants à cet égard, de grandes plages d'enstatite de 2 cm. de plus grande dimension, parfois maclées suivant e^{4} (014) ne sont transformées qu'à leur périphérie ; elles présentent un centre brun foncé bordé par une large zone verte de *bastite*.

Assez rarement au Tuc d'Ess, la serpentine renferme de larges lames d'un blanc verdâtre d'une chlorite à deux axes presque réunis autour d'une bissectrice positive (*clinochlure*).

A côté de ces phénomènes de décomposition par hydratation, se trouvent, mais dans des échantillons différents, des transformations sans hydratation qui, malgré leur peu d'importance au point de vue géologique, offrent un très grand intérêt pour le minéralogiste.

A Bestiac, j'ai recueilli, mais non en place, un bloc de magnétite mamelonnée recouverte par un enduit de serpentine : ce minéral est peut-être un produit de formation contemporaine de la serpentinisation de la lherzolite.

γ. *Amphibolisation (ouralitisation)*. — Je n'insisterai pas sur les phénomènes d'ouralitisation des pyroxènes (diopside et bronzite) qui sont peu fréquents et ne présentent pas de particularités spéciales. Au Tuc d'Ess, dans une serpentine très altérée, j'ai observé une fente tapissée par de l'actinote d'un vert pâle dont les fibres ont environ 3 centimètres.

δ. *Amphibolisation et dipyrisation*. — Le long de diaclases ayant parfois moins d'un millimètre d'épaisseur, on voit se former une amphibole verte rappelant la smaragdite ; elle est généralement associée à du dipyre blanc (région de Lherz).

Quand on examine une lame mince taillée dans les roches qui présentent ces phénomènes, on constate que le dipyre englobe l'amphibole qui forme au milieu de lui des cristaux à formes nettes ou à contours sinueux. Sur le bord de la fente, l'amphibole devient fibreuse, elle est appliquée perpendiculairement à la paroi de la lherzolite, quels que soient du reste les minéraux avec lesquels elle se trouve en contact. Les plages de spinelle, se transforment en agrégats de petits octaèdres néogènes, inclus à la fois dans le dipyre et dans l'amphibole, alors que ce minéral n'existe pas sous cette forme dans les éléments primordiaux de la lherzolite. On voit quelquefois ces phénomènes devenir plus intenses et transformer peu à peu la lherzolite sur quelques centimètres, donnant ainsi naissance à une roche qui n'a plus aucune analogie ni de composition ni de structure avec la roche originelle.

Ces zones fibreuses d'amphibole se formant sur le bord de l'olivine et des pyroxènes rappellent celles qui entourent l'olivine des gabbros à olivine, avec cette différence toutefois que dans ces dernières roches, elles ne s'observent jamais entre l'olivine et le pyroxène, mais seulement entre le premier de ces minéraux et les feldspaths.

La présence du dipyre dans ces veinules secondaires implique nécessairement un apport extérieur riche en alcalis. Le dipyre se développant en abon-

dance dans les calcaires en contact avec la lherzolite et sous l'action de cette roche, il est probable que les fluides minéralisateurs qui ont accompagné la lherzolite au moment de son intrusion ont circulé dans les fentes de celle-ci et y ont déterminé des transformations endomorphes. Ces phénomènes sont donc comparables au développement d'axinite que j'ai signalé [1] au pic de l'Arbizon, aussi bien dans le granite que dans les calcaires paléozoïques métamorphisés par lui. Cette opinion reçoit une vérification par la découverte que j'ai faite dans la brèche lherzolitique du pic de la Fontête rouge de fragments de lherzotite, traversés par des filonnets analogues à ceux qui viennent d'être étudiés dans les roches en place.

A la Fontête rouge, j'ai rencontré des fissures de ce genre dépourvues de dipyre et dans lesquelles l'amphibole forme des cristaux nets, translucides [m (110), h^1 (100), p (001), $b^{1/2}$ ($\bar{1}11$)].

ε. Amphibolisation et feldspathisation. — Sur la route du col de Portet à Sengouagnet (H^{te}-Garonne), j'ai recueilli en 1892, un bloc de lherzolite éboulé du Tuc d'Ess et présentant des transformations différentes de celles qui viennent d'être étudiées. La roche à gros grains renferme des taches d'un vert foncé qui, au microscope, offrent une composition et une structure curieuse [2]. Elles sont en effet composées par de l'*amphibole* verte en grandes plages dentelliformes au milieu d'*anorthite*; cette amphibole renferme une très grande quantité d'inclusions grenues de spinelle vert. Au contact de ces taches feldspathiques, les éléments normaux de la lherzolite paraissent corrodés.

Quelle interprétation faut-il donner à cette roche? Se trouve-t-on là en présence d'une transformation du même ordre que celles qui ont été décrites plus haut et rappelant les transformations en feldspath et amphibole dentelliforme du pyroxène des éclogites de la Loire Inférieure que j'ai décrites antérieurement [3], ou bien au contraire n'y a-t-il là qu'une enclave calcaire métamorphisée?

Les modifications secondaires des diallagites qui seront passées en revue plus loin plaident en faveur de la première hypothèse, aucune des roches métamorphiques de la région ne possède du reste la structure décrite plus haut, ce qui contribue à me faire rejeter l'idée d'une enclave.

Malgré tous les efforts que j'ai faits cette année pour trouver cette roche en place, je ne suis arrivé à aucun résultat, cela est d'autant plus regrettable que j'ai découvert au Tuc d'Ess de petits filons feldspathiques traversant la lherzolite et qu'il eût été intéressant de savoir s'il y a quelque rapport entre la formation de ces filons et les transformations dont il vient d'être question. Malheureusement ces filons se trouvent toujours au milieu de lherzolite tellement décomposée (serpentinisée), que l'on ne peut tirer aucune conclusion de l'étude de ces dernières.

Dans le premier ravin de Lherz, immédiatement au-dessus du port de Massat,

[1] C. *Rendus*, CXV, 739 et *Minéralogie de la France*, I, 287, 1893.
[2] Voir la fig. 6 de la planche 6, de mon mémoire des *Nouvelles Archives du Muséum*.
[3] *Bull. Soc. Sc. natur. de l'Ouest*, Nantes 1891.

j'ai trouvé dans la lherzolite un filonnet blanc compacte ayant environ 1 cm. 5 d'épaisseur, j'ai pu le suivre sur plus de 2 mètres.

Au microscope on constate qu'il possède une structure étrange. De grandes plages d'*enstatite*, d'*olivine*, de *pyroxène* et d'*oligoclase-albite* brisées et puissamment tordues sont éparses dans un magma finement grenu formé de pyroxène incolore et d'oligoclase-albite, accompagnés d'une petite quantité de péridot, de picotite et d'une amphibole vert clair. La roche présente une structure en ciment dans laquelle le ciment constitue plus des trois quarts de la masse.

Il me semble probable que ce filonnet a une origine secondaire analogue à celle des filonnets à dipyre décrits plus haut et que postérieurement à sa formation il a subi de violentes actions mécaniques qui ont fait disparaître sa structure originelle. Ce mince filonnet situé au milieu de roches massives plus dures a été comme laminées entre celles-ci.

M. J. Roth [1], puis M. Rosenbusch [2] ont cité chacun un échantillon de lherzolite de Lherz renfermant de grands cristaux de feldspath triclinique. M. Rosenbusch a décrit la roche comme renfermant au milieu de plages à composition normale des noyaux riches en plagioclase qui possèdent la structure d'une diabase ou d'une ophite. Cette description ne peut s'appliquer à la lherzolite du Tuc d'Ess dont la structure est tout à fait spéciale et la roche étudiée par M. Rosenbusch doit correspondre à quelque chose de différent de tout ce que j'ai personnellement observé.

En terminant, je tiens à insister sur ce fait que dans mes recherches, bien que j'aie fort souvent trouvé des pointements d'*ophites* et de *lherzolite*, situés à *quelques mètres* les uns des autres, je n'ai jamais rencontré aucun contact immédiat de ces deux roches, permettant d'étudier leurs relations mutuelles [3]. D'autre part dans ces gisements, je n'ai jamais observé aucun passage minéralogique entre ces deux roches, les ophites à péridot ne se trouvant pas dans les régions lherzolitiques. Dans les Pyrénées françaises, il n'y a donc rien de comparable à ce que M. Michel Lévy a décrit [4] dans la serrania de Ronda où des lherzolites très analogues comme composition à celles du type pyrénéen normal passent par des gradations insensibles à des norites à olivine.

[1] *Allgemeine Geologie*, III, 243 (en note), 1887.
[2] *Mikroskopische Physiographie der massive Gesteine*, II, 272. 1887.
[3] Les filonnets feldspathiques de la lherzolite du Tuc d'Ess qui seront décrits dans le chapitre suivant n'ont pas de rapport apparent avec l'ophite du même gisement.
[4] *Op. cit.*, 207.

CHAPITRE IV

ROCHES FILONIENNES TRAVERSANT LA LHERZOLITE

Dans mon précédent mémoire j'ai décrit[1] toute une série de filons minces que j'ai découverts au milieu de la lherzolite de la plupart des gisements pyrénéens. J'ai fait remarquer l'absence complète de roches feldspathiques dans ces filons exclusivement constitués par des roches curieuses appartenant à des types nouveaux ou connus seulement dans un très petit nombre de gisements étrangers et caractérisés par l'absence du péridot et des feldspaths.

Ma campagne de cet été m'a permis de recueillir sur ces roches basiques de nouveaux documents qui viennent compléter les premières données que j'ai publiées sur ce sujet.

J'ai en outre découvert, mais dans un seul gisement (au Tuc d'Ess), des filons de roches feldspathiques ; je les décrirai dans un paragraphe distinct.

I. ROCHES NON FELDSPATHIQUES

(Pyroxénolites et amphibololites)

§ I. — Composition normale

Ces roches sont le plus souvent à grands éléments, très denses, très tenaces. Elles résistent mieux à la décomposition que la lherzolite au milieu de laquelle elle se rencontrent : elles font saillie sur les surfaces lherzolitiques, altérées à l'air. Les filons qu'elles constituent varient de quelques centimètres à plus d'un mètre d'épaisseur ; leur disposition rappelle celle des filons pegmatoïdes des roches granitiques.

Ces roches sont liées d'une façon intime à la lherzolite, en dehors de laquelle je ne les ai jamais rencontrées. Elles sont essentiellement composées par des pyroxènes et de l'amphibole; je les ai divisées en deux groupes, celui des

[1] *Op. cit.* p. 264.

pyroxénolites et celui des *amphibololites*, suivant que ce sont les pyroxènes ou l'amphibole qui constituent leur élément essentiel et caractéristique.

Dans le groupe des *pyroxénolites*, j'ai établi deux divisions pour distinguer les roches dans lesquelles le pyroxène dominant est orthorhombique ou monoclinique.

La première comprend les *bronzitites*, la seconde les *diallagites*, le pyroxène de ces dernières étant du diallage. J'ai trouvé cette année à l'étang de Lherz des filons dans lesquels le seul pyroxène existant est le diopside chromifère, je les désigne sous le nom de *diopsidites*.

Quant aux amphibololites, elles ne comprennent qu'un seul type, la *hornblendite*.

Toutes ces roches possèdent la même structure, elles sont holocristallines et grenues.

a. Pyroxénolites

α. — *Bronzitites*

Je n'ai pas trouvé dans les Pyrénées de roches exclusivement formées de bronzite, mais j'en ai étudié de nombreux échantillons provenant d'une série de roches de la Nouvelle-Calédonie que je dois à l'obligeance de M. L. Pelatan. Elles proviennent de la pointe de Bogola, aux environs de Nakéty, sur la côte nord de l'île. Elles se trouvent au milieu de dunites serpentinisées et probablement en filons ; elles rappellent la roche de bronzite de Kupferberg (Fichtelgebirge) et celle du mont Webster (Caroline du Nord).

Leur composition minéralogique est fort simple ; la bronzite n'y est associée qu'à un peu de chromite. Au microscope, on constate dans la bronzite de fines bandelettes de diopside. Dans quelques échantillons, apparaissent des plages de diopside ; ce minéral devient plus abondant dans certains échantillons dont il forme près de la moitié ; la roche devient alors une *bronzitite à diopside*. La bronzite se transforme en bastite.

Ces dernières roches sont très analogues à un type pétrographique fréquent dans les Pyrénées, qui est intermédiaire entre les bronzitites et les diopsidites qui vont être décrites ; elles sont formées de bronzite, de diopside chromifère et de spinelle. On peut indifféremment les appeler des *bronzitites à diopside* ou des *diopsidites à bronzite* suivant que l'on attache plus d'importance à l'un ou l'autre de leurs pyroxènes constituants ; c'est sous le premier de ces noms que je les ai décrites dans mon premier mémoire. Elles ne diffèrent de la lherzolite que par l'absence de l'olivine et en général par la plus grande dimension de leurs éléments.

A l'œil nu, on y distingue avec la plus grande facilité le spinelle noir, très abondant en plages atteignant parfois 1 cm., la bronzite brune et le diopside chromifère vert.

Ces bronzitites à diopside ne sont pas particulières aux Pyrénées ; j'en ai recueilli de très analogues dans la lherzolite de Castellamonte et de Baldissero (Piémont) [1]. La roche du mont Webster (Caroline du Nord) décrite par Geo. Williams [2] sous le nom de *Websterite*, n'en diffère qu'en ce que le spinelle y est remplacé par de la magnétite et en ce que la roche est peu cohérente, au moins dans les échantillons que j'ai eus en mains. Geo. Williams a signalé des roches analogues dans le Maryland.

Enfin j'ai trouvé dans la collection du Muséum des roches à grands éléments, composées de bronzite, de diopside chromifère, de pyrope, d'amphibole et de mica (et son produit d'altération la *vaalite*) provenant des mines diamantifères du Cap (Toit's Pan, Bultfontaine, Kimberley). Elles y accompagnent des fragments de harzburgite et elles ont sans doute une même origine que les roches étudiées dans ce paragraphe.

β. — *Diopsidites*

A l'étang de Lherz, j'ai observé des filonnets d'une roche vert clair, formée de diopside faiblement chromifère et de grenat rosé. Cette roche est à grains fins, et extrêmement tenace ; j'en ai trouvé plusieurs galets dans la brèche exclusivement lherzolitique.

Au microscope, on constate l'existence d'un peu de spinelle pléonaste vert foncé ; il est intimement associé au grenat qui moule le pyroxène. La roche ne renferme aucun autre élément.

γ. — *Diallagites*

Les diallagites se distinguent des roches précédentes par leur couleur foncée. Leur élément dominant est en effet un pyroxène ferrifère, coloré en brun noir ou en violacé. Les plans de séparation suivant h^1 (100) sont généralement faciles ; c'est pourquoi j'ai appelé ces roches des *diallagites*. Le pyroxène est incolore ou à peine coloré en violacé en lames minces ; il présente parfois des plans de séparation et des macles secondaires suivant *p* (001). Le spinelle est très abondant ; il est toujours constitué par du *pléonaste*.

Diallagites normales. — Ce type est celui qui domine à Prades ; on le trouve en outre à Moncaup, au Tuc d'Ess ; il est formé de diallage en cristaux pouvant atteindre plusieurs centimètres ; le spinelle pléonaste est abondant. La roche renferme parfois un peu de grenat, de hornblende, plus rarement d'olivine et passe alors aux types suivants. A Prades, elle contient de la bronzite et même du diopside chromifère, souvent localisés aux salbandes du filon et à leur contact

[1] *Nouvelles Archives du Muséum, op. cit.* 275.
[2] *American Geologist*, VI. 40 1890. Le nom de *Websterite* ne peut être maintenu, car il est employé en minéralogie pour désigner un sulfate d'alumine hydraté ($Al^2O^3, SO^3 9H^2O$).

avec la lherzolite; ces variétés établissent le passage aux bronzitites à diopside.

A Castellamonte et à Baldissero (Piémont). se trouvent des diallagites très analogues à celles du Tuc d'Ess; leur pyroxène est violacé[1]. C'est sans doute à un type pétrographique analogue qu'il y a lieu de rapporter la roche originelle des serpentines des Alpes Centrales du Tyrol, récemment décrites par M. Weinschenk[2]. Geo. Williams a trouvé dans les mêmes conditions dans le Maryland des *diallagites à hypersthène*. Enfin von Hochstetter, puis M. W. Hutton[3] ont décrit une diallagite à bronzite et magnétite, en filons dans la dunite du Mont-Dun (Nouvelle-Zélande).

Diallagites à grenat. — Le type le plus remarquable de cette roche se rencontre à Moncaup sur la lisière du massif de lherzolite très serpentinisée. A l'œil nu, on y distingue des lames de diallage gondolées, dépassant parfois 4 cm. de plus grande dimension et de gros grains d'un grenat pyrope ferrocalcique dont la couleur varie du rose au rouge foncé. Les grains de grenat sont généralement entourés d'une zone verte qui sera étudiée plus loin. Au microscope, on constate que le diallage est souvent associé à de fines bandelettes de bronzite.

A Prades, les diallagites à grenat sont à éléments moins grands, le grenat d'un rose pâle est intimement associé au pléonaste ; il renferme des inclusions de rutile orientées suivant les axes ternaires du cube.

Diallagites à hornblende. — Ces roches se rencontrent surtout à l'étang de Lherz, elles sont finement grenues, leur couleur est foncée, grâce à l'abondance de la *hornblende* qui entoure les plages de diallage. Dans quelques échantillons, la structure est porphyroïde. Il s'y développe des cristaux de hornblende, atteignant 2 cm. qui sont régulièrement distribués au milieu d'un magma grenu pauvre en amphibole.

Au microscope, on constate que le spinelle vert est abondant, formant souvent des octaèdres nets englobés par les autres éléments. Le grenat est assez fréquent dans les échantillons que j'ai recueillis cette année.

Enfin, la composition se complique parfois par l'apparition d'un peu de bronzite et d'olivine; ce dernier minéral ne joue qu'un rôle subordonné, mais fait pressentir des passages à la *wehrlite*.

Cette roche est surtout remarquable par le développement secondaire de feldspath qui va être décrit plus loin.

[1] Voir mon mémoire *Nouvelles Archives du Museum*, op. cit. p. 278 et Cossa, *Ricerce chimice e microscopiche sulle roccie e minerali d'Italia*, 1886, 107.

[2] *Ueber Serpentine aus den Ostlichen central Alpen und deren Contactbildungen*. München, 1891.

[3] *J. and Proceedings of the royal Society of New South Wales*. Sydney, 153, 1889.

Amphibololites

Hornblendites

Horblendites normales. — J'ai recueilli à Lherz et à l'Escourgeat des roches à grands éléments dans lesquelles, à l'œil nu, on ne distingue que la hornblende d'un brun noir et quelques paillettes de *biotite.*

La composition de ces roches ne se complique guère à l'examen au microscope, car on n'y observe en outre qu'un peu de pyroxène, et plus rarement d'olivine.

Hornblendites à grenat. — J'ai observé cette année sur la crête du massif lherzolitique de Lherz et en vue de l'étang un filon d'environ 0 m. 50 d'épaisseur formé par une roche identique à la précédente, mais renfermant de gros grains rose pâle de grenat pyrope. Au microscope, on constate dans quelques échantillons l'assez grande abondance du diallage. Cette roche constitue donc un passage à la diallagite à hornblende étudiée plus haut; le grenat y est beaucoup plus abondant que dans cette dernière roche et le spinelle plus rare; les éléments y sont en outre de bien plus grande taille.

§ II. — Modifications secondaires

a. — *Modifications d'ordre physique*

Les modifications physiques subies par ces roches sont du même ordre que celles qui ont été signalées plus haut dans la lherzolite; elles y sont plus intenses peut-être. La *structure en ciment* est parfois extrêmement belle, les pyroxènes et l'amphibole curieusement tordus et gondolés sont fendillés et injectés par un ciment formé de leurs débris. Une grande partie de la biotite des hornblendites de Lherz paraît être contemporaine de ces phénomènes dynamiques.

b. — *Modifications d'ordre minéralogique*

α. Rubéfaction et serpentinisation. — Les produits d'altération par hydratation qui étaient si abondants dans les lherzolites, sont très clairsemés dans les roches qui nous occupent, ce fait est facile à comprendre, leur composition étant connue. Dans les bronzitites, la bronzite se transforme quelquefois en *bastite* ce qui a lieu en Nouvelle-Calédonie, par exemple; les bronzitites à diopside des Pyrénées sont au contraire généralement intactes.

Dans les diallagites et particulièrement dans celle de Moncaup, au contraire,

la transformation de la bronzite en bastite est souvent très avancée, mais ces minéraux ne jouant qu'un rôle accessoire dans la constitution de ces roches, l'aspect extérieur de ces dernières n'est pas modifié par la transformation.

Quant à l'olivine, qui ne figure également que comme élément accessoire dans toutes ces roches filoniennes, elle est généralement en partie transformée en produits ferrugineux colloïdes.

Dans la plupart des gisements, la surface et les fissures des filons de diallagites sont recouverts d'un givre de calcite secondaire.

β. Amphibolisation et feldspathisation. — Les phénomènes qui vont être décrits constituent un des traits les plus curieux de l'histoire des diallagites.

J'ai dit plus haut que le grenat des *diallagites* de Moncaup était généralement entouré par une zone verte fibreuse (fig. 12), tout à fait analogue à la *kelyphite* de Schrauf. Cette zone est d'autant plus large que la roche est plus altérée et dans des échantillons dont le diallage est entièrement ouralitisé, j'ai constaté la disparition complète du grenat, entièrement épigénisé par la substance fibreuse verte.

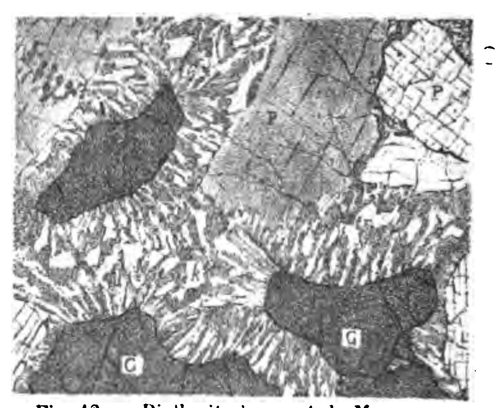


Fig. 12. — Diallagite à grenat de Moncaup.
Pyrope (C) entouré par une zone de kelphite (K) et englobé par du diallage (P) [1].
(*Lumière naturelle*).

Au microscope, on constate que cette dernière n'est pas homogène, mais constituée par de l'amphibole et du spinelle de même couleur, formant des fibres vermiculées dont l'allongement est perpendiculaire à la surface du grenat. Elles se détachent en vert sur un fond incolore, formé par de l'anorthite en grandes plages, maclées suivant la loi de l'albite. Parfois l'amphibole et le spinelle sont assez peu abondants pour qu'il soit possible d'étudier les propriétés optiques de l'anorthite, mais souvent aussi les fibres colorées sont si fines et si serrées les unes contre les autres que toute étude du fond feldspathique devient impossible.

[1] Cette figure, ainsi que les fig. 10 et 11, est empruntée à ma *Minéralogie de la France*. Elle y a été indiquée (p. 237) comme représentant la lherzolite de Moncaup. C'est filon dans la lherzolite qu'il faut lire.

On peut suivre pas à pas la corrosion du diallage et du grenat entre lesquels se produit la zone de kelyphite. Très souvent le diallage est traversé par des fissures plus ou moins régulières le long desquelles s'opèrent des transformations du même genre, mais alors l'amphibole est souvent dentelliforme et orientée géométriquement sur le diallage. Quant à l'anorthite, elle forme de grandes plages d'orientation uniforme sur plusieurs millimètres de longueur avec parfois moins de $0^{mm}10$ de largeur. Plus rarement, le diallage est simplement ouralitisé suivant le mode habituel.

Ces transformations, s'effectuant dans des fissures du diallage, sont incontestablement de nature secondaire; elles rappellent celles qui ont été décrites plus haut dans les lherzolites.

Les *diopsidites à grenat* de Lherz montrent de remarquables kelyphites très finement fibreuses dans lesquelles il est impossible de distinguer du feldspath.

Les *diallagites à grenat* de Prades présentent des phénomènes du même ordre, les plages de grenat et de spinelle sont corrodées à leur périphérie : elles se transforment en une substance verte colloïde, peu réfringente, tenant en suspension des flammèches et des arborisations d'une matière ferrugineuse et opaque, englobées çà et là par de l'amphibole.

Ces produits d'altération abondent parfois dans les roches présentant la structure en ciment.

Le maximum de complication offert par ces phénomènes de transformation se trouve dans les *diallagites à hornblende et grenat* de l'étang de Lherz.

A l'état normal, cette roche est formée de spinelle vert, de grenat et de diallage moulés par de la hornblende. La structure en ciment y est fréquente. C'est souvent dans les roches dynamométamorphisées que s'observent les phénomènes qui viennent d'être décrits et qui semblent nécessiter l'existence du grenat.

Dans les roches peu modifiées, on voit le grenat, généralement associé au spinelle, se corroder ; ses fragments déchiquetés sont noyés dans de l'andésine maclée suivant la loi de l'albite, renfermant de fines vermiculisations de spinelle vert, soit seul, soit enveloppé dans des houppes d'amphibole; celle-ci, au contact du pyroxène, s'accole à sa paroi et parfois s'oriente sur lui.

Quand la transformation est poussée plus loin, toutes les plages d'origine secondaire se réunissent, englobant des fragments déchiquetés des éléments primordiaux. La transformation s'est effectuée sans mouvement de la roche, car à travers les minéraux néogènes, on observe souvent des îlots anciens orientés les uns sur les autres et dans lesquels on reconnaît des fragments d'un cristal unique de pyroxène ou de hornblende. Les grandes plages de spinelle s'égrènent dans le feldspath.

Le résultat ultime de cette transformation constitue une des plus étranges roches que j'ai eu l'occasion de voir et dont il serait certainement impossible de reconstituer l'histoire, si l'on n'avait en mains tous les stades successifs du phénomène. La roche ainsi modifiée, ne représente pas cependant la dernière étape de transformation. On voit apparaître parfois du dipyre qui peu à peu épigénise les petites plages feldspathiques suivant le mode que j'ai décrit dans

les ophites de cette région[1] ; un cristal unique de dipyre se formant aux dépens d'un nombre considérable de plages feldspathiques. La roche est alors composée par de grandes plages de dipyre : elles moulent les fragments anciens non transformés dont elles renferment les débris sous forme de petites inclusions accompagnées par le spinelle et l'amphibole néogènes.

Les modifications minéralogiques qui viennent d'être décrites transforment donc une roche à grands éléments en une roche à plus grands éléments encore par l'intermédiaire d'une roche possédant une pâte microcristalline.

§ III. — Considérations sur ces roches filonniennes

Des faits exposés dans ce chapitre, il résulte qu'il existe deux familles de roches granitoïdes, dépourvues à la fois de feldspath et d'olivine. Des pyroxènes ou de la hornblende en sont les éléments essentiels.

Ces roches se rencontrent associées à des péridotites dans des gisements autres que ceux des Pyrénées.

Le tableau suivant résume leur composition minéralogique en ne tenant pas compte du spinelle qui ne manque jamais.

		Composition minéralogique		Gisements
Pyroxènes dominants (*Pyroxénolites*)	Bronzite dominante. (*Bronzitites*).	Bronzite seule	*Bronzitite normale*	Nouvelle-Calédonie.
		Bronzite et diopside	*Bronzitite à diopside*	Pyrénées, Piémont, Nouvelle-Calédonie, Caroline du Nord, Maryland, Afrique australe.
		Bronzite, diopside, grenat, ± mica	*Bronzitite à diopside, grenat, etc.*	Lherz, Afrique australe
	Diopside chromifère dominant. (*Diopsidites*).	Diopside et grenat	*Diopsidite à grenat*	Lherz.
	Diallage dominant. (*Diallagites*).	Diallage (± bronzite et diopside)...........	*Diallagite normale*	Pyrénées, Piémont, Nouvelle-Zélande.
		Diallage, grenat (± bronzite)...........	*Diallagite à grenat*	Prades, Moncaup.
		Diallage, hornblende (± bronzite, olivine, grenat.)............	*Diallagite à hornblende*	Lherz.
Amphibole dominante (*Amphibololites*)	Hornblende dominante (*Hornblendites*).	Hornblende (± mica et pyroxène)........	*Hornblendite normale*	Lherz.
		Hornblende et grenat (± pyroxène.........	*Hornblendite à grenat*	Lherz.

[1] *Bull. Soc. minér.*, XIV, 16, 1891, voir pl. I.

On voit d'après ce tableau qu'il existe des passages entre ces diverses roches, comme il en existe du reste dans toutes les familles pétrographiques possibles, mais chacun des types que j'ai distingués me paraît assez bien défini pour que je croie utile de le désigner par un nom spécial.

Ces roches présentent avec la lherzolite d'étroites relations ; la bronzite et le diopside chromifère sont communs à ces deux familles pétrographiques, la hornblende des diallagites et des hornblendites est la même que celle qui joue un rôle accessoire dans la lherzolite. Quant au spinelle, dans les bronzitites il est souvent moins chromifère que dans la lherzolite et pas chromifère du tout dans les diallagites. Le grenat pyrope, le diallage et le mica sont les seuls minéraux spéciaux à ces roches filoniennes.

Les lherzolites, les pyroxénolites et les hornblendites proviennent donc sans aucun doute du même magma initial. La seule question sur laquelle on puisse discuter consiste dans la façon dont elles se sont produites aux dépens de ce magma.

J'ai fait voir que dans les lherzolites étudiées en masse, on voyait parfois certains de leurs éléments se concentrer dans des directions parallèles[1], se réunir en lits minces plusieurs fois répétés, séparés les uns des autres par un peu de lherzolite normale et produire ainsi des pseudo-filons, or ces éléments sont précisément ceux qui constituent les bronzitites à diopside, c'est-à-dire la bronzite, le diopside chromifère et la picotite. D'autre part, j'ai observé, bien que rarement, à Porteteny, à la Fontête-Rouge, etc., au milieu de la lherzolite normale, des concentrations irrégulières des mêmes minéraux.

Il semble donc que les *bronzitites à diopside* aient pu se produire par une différenciation du magna lherzolitique effectuée sans qu'il y ait eu production successive de deux roches distinctes. Dans cette hypothèse, la rectilignité de ces pseudo-filons implique d'une façon nécessaire une différenciation effectuée quand la roche intrusive n'était plus en mouvement.

Mais dans la plupart des cas, et notamment pour les *diallagites* il me semble plus probable qu'il y a eu production successive de deux roches distinctes, la diallagite ayant rempli des fentes de la lherzolite déjà consolidée. Si ces roches étaient produites par différenciation effectuée dans la masse intrusive elle-même et non dans la partie du magma restée fluide au-dessous de la lherzolite après son intrusion, on devrait s'attendre à trouver les hornblendites et les diallagites surtout dans les lherzolites à hornblende, or à Caussou, gisement de la *lherzolite à hornblende*, il n'existe ni *hornblendite*, ni *diallagite à hornblende*: ces roches au contraire sont surtout abondantes à Lherz dans la *lherzolite* normale, ne renfermant qu'extrêmement peu de hornblende comme élément accessoire microscopique.

[1] Il se passe dans ce cas un fait analogue à celui qui vient d'être signalé par MM. A. Geikie et J. H. Teall, dans les gabbros tertiaires de l'île de Skye qui prennent parfois une structure rubanée par la concentration, suivant des directions parallèles, de divers éléments et en particulier du pyroxène et de la magnétite (*Proceed. of the geol. Society of London*, n° 627, p. 101, Juin 1894).

A l'Escourgeat, j'ai observé dans la lherzolite de minces fissures tapissées de hornblende qui m'ont rappelé les fentes des gabbros du sud d'Ax (Ariège) que l'on voit quelquefois remplies par de l'orthose et de la tourmaline dont l'origine postérieure ne peut laisser aucun doute.

Les relations stratigraphiques de ces roches filonniennes et des lherzolites sont tout à fait comparables à celles des filonnets pegmatoïdes et des roches granitiques qu'ils traversent.

Du reste il n'est pas impossible que les bronzitites à diopside aient eu un double origine. Ne voit-on pas des norites se produire par différenciation d'un massif de lherzolite sans qu'il soit possible d'établir de limites précises entre les deux roches, comme en Andalousie par exemple [1], alors que dans d'autres régions péridotiques (Nouvelle-Calédonie, etc.) les norites traversent les péridotites sous forme de filons minces.

Celle des roches étudiées dans ce chapitre qui ont été trouvées dans des gisements étrangers y forment parfois à elles seules des masses importantes (Alpes du Tyrol, Maryland); elles sont généralement en partie transformées en serpentine, tandis que les roches similaires des Pyrénées résistent à ce genre de décomposition.

Le tableau suivant montre les relations de mes roches filoniennes avec les divers types du groupe des péridotites et de celui des roches feldspathiques.

Famille des pyroxénolites et des amphibololites	Famille des péridotites	Famille des roches feldspathiques
—	—	—
Bronzitite	Harzburgite	norites
Bronzitite à diopside	Lherzolite	
Diallagite	Wehrlite	gabbro
Hornblendite	Picrite à hornblende	diorite

L'acquisition de péridot ou de feldspath conduirait les pyroxénolites et les hornblendites aux roches des autres groupes dont les noms se trouvent sur la même ligne horizontale, mais il n'est pas sans intérêt de faire remarquer que ces passages n'existent pas dans les Pyrénées, tout comme dans cette région on ne constate aucun passage entre les lherzolites et les roches feldspathiques.

II. ROCHES FELDSPATHIQUES

Dans les lherzolites serpentinisées de la partie sud-est du Tuc d'Ess, j'ai trouvé des filons verticaux d'une roche dense, très dure, offrant à l'œil nu l'apparence d'une amphibolite noire. L'amphibole est en effet disposée en lits parallèles aux parois des filons qni n'ont jamais que quelques décimètres d'épaisseur.

Le type le plus fréquent est formé en grande partie par des cristaux d'amphi-

[1] Michel Lévy. *Op. cit.*

bole, allongés suivant l'axe vertical et souvent maclés suivant h^1 (100). Ces cristaux sont empilés et englobent de l'oligoclase-albite grenue. Le feldspath n'est jamais très abondant, parfois il manque complètement. Il existe, en outre du sphène, de l'ilménite ; enfin très fréquemment la roche est imprégnée de dipyre secondaire dont les grands cristaux épigénisent le feldspath ; ces roches sont aussi traversées de veinules de dipyre. L'amphibole est pléochroïque dans les teintes suivantes :

n_g = brun grisâtre.
n_m = brun clair.
n_p = jaune pâle.

Elle renferme de fines inclusions noires filiformes ; son angle d'extinction dans g^1 (010) atteint 18°.

Cette roche est une *diorite*, sa structure schisteuse est fort singulière d'autant plus que ses éléments ne présentent aucune trace de déformation mécanique. Je me suis demandé tout d'abord si je n'étais pas en présence de lambeaux sédimentaires englobés dans la lherzolite et métamorphisés. Cette hypothèse doit être rejetée ; ces roches en effet forment des filons fort nets que j'ai observés sur plusieurs mètres de longueur, avec parfois moins d'un décimètre d'épaisseur ; ils sont verticaux, disposés toujours de la même façon et en outre ils n'ont aucune analogie de composition avec les nombreuses roches métamorphiques du même gisement. Ces diorites schisteuses peuvent être comparées, au point de vue de la structure, aux *ægyrinditroitschiefer* de M. Brögger.

Je n'ai recueilli à Moncaup qu'un seul échantillon d'une roche à grands éléments qui ne diffère du type précédent que par la plus grande dimension de ses minéraux constitutifs et son absence de schistosité.

Dans ce même gisement du Tuc d'Ess, et surtout près du hameau des Comères, j'ai observé des blocs de feldspath fort intéressants ; ils paraissent former dans la lherzolite, soit des filons, soit des sortes de poches que je n'ai jamais pu suivre sur plus de 2 mètres de longueur et sur 1 mètre de large. Je ne les ai malheureusement observés que dans les points où la lherzolite entièrement serpentinisée tombe en ruine, de telle sorte qu'il est impossible de recueillir un échantillon formé à la fois par les deux roches. J'ai pu cependant constater qu'à proximité de la lherzolite, la roche feldspathique se charge de gros cristaux d'amphibole d'un vert clair. La roche normale est essentiellement formée par du feldspath triclinique blanc ou gris bleuâtre ; j'en ai recueilli des fragments ayant 10 cm. de plus grande dimension et formés par un seul cristal, montrant de fines stries sur le clivage *p*. Fort souvent ces grands cristaux sont empâtés par une masse saccharoïde blanche.

Au microscope, on constate que cette masse est constituée par des grains arrondis de feldspath qui paraissent être le résultat de la trituration des grands cristaux dont ils pénètrent les nombreuses fissures. Ces grands cristaux sont du reste arrondis, déchiquetés et tordus, offrant en lumière polarisée les ombres roulantes et toutes les particularités des minéraux qui ont subi de violentes actions mécaniques.

Ce feldspath est de l'*oligoclase-albite*. Ses angles d'extinction sont de 2° sur p (001) et de 10° sur g^1 (010). Les clivages g^1 (010) donnent en lumière polarisée convergente une image symétrique autour de la bissectrice n_g. L'angle d'extinction rapporté à la trace de g^1 (010) est de 6° autour de n_g, de 84° autour de n_p. L'angle des axes optiques (2 V) est très voisin de 90°, mais il est probable que la bissectrice aiguë est positive. Enfin la densité est de 2,615. Tous ces caractères sont ceux de l'oligoclase–albite.

Ce feldspath est traversé par des filonnets de dipyre secondaire parfois accompagné de trémolite.

L'amphibole vert clair qui s'observe aux salbandes est, ou bien englobée par le feldspath d'une façon uniforme, où bien concentrée dans des nids dépourvus de feldspath. Elle est très allongée suivant l'axe vertical et colorée en vert pâle en lames minces.

L'interprétation de cette roche n'est pas très facile : les affleurements que j'ai observés constituent ensemble à peine 5 à 6 mètres carrés et ils ne sont pas suffisants pour que l'on puisse affirmer leur nature filonnienne.

Dans la région qui nous occupe, il n'existe en dehors de la lherzolite aucune roche éruptive autre qu'une ophite, qui se trouve il est vrai, à quelques mètres de la lherzolite, mais comme je n'ai pu voir le contact immédiat des deux roches, il est impossible de préciser leurs relations mutuelles.

Du reste le feldspath en question est plus acide que celui de l'ophite et aucun des nombreux gisements ophitiques des Pyrénées que j'ai visités ne présente de concentrations feldspathiques comparables à celle du Tuc d'Ess : il n'y a donc pas de raison pour faire de celle-ci une dépendance des ophites.

Le mode de formation de ces filons feldspathiques et des roches similaires du Tuc d'Ess doit peut-être être comparé à celui des veinules à dipyre et de celles à feldspath décrites plus haut dans la lherzolite. Comme, dans ce cas, au Tuc d'Ess, sur les salbandes de ces filonnets, il existe de l'amphibole vert clair, allongée suivant l'axe vertical et ne présentant pas les caractères d'une amphibole normale de diorite. Au Tuc d'Ess, la décomposition de lherzolite dans les points où j'ai trouvé ces feldspaths ne permet malheureusement pas d'étudier le contact des deux roches.

J'ai fait remarquer plus haut qu'à peu de distance du filonnet feldspathique du ravin de Lherz, la lherzolite est recouverte par de la brèche lherzolitique, dans laquelle j'ai découvert des blocs de lherzolite traversés par des filonnets identiques, les filonnets de dipyre se rencontrent aussi dans les blocs de la brèche lherzolitique. Cette constatation vient préciser mon argumentation, en prouvant en effet que la formation de ces filonnets feldspathiques, est antérieure au jurassique supérieur : elle confirme l'explication que j'ai proposée pour les filonnets de dipyre qui auraient été formés par voie de concrétion ou de fumerolles dans les fentes de la roche intrusive par les agents minéralisateurs amenés par elle au moment de l'intrusion. Dans cette hypothèse, les filonnets de dipyre, les filons et filonnets feldspathiques de la lherzolite auraient

donc une même origine; ce seraient en quelque sorte des phénomènes endomorphes produits dans la roche intrusive en même temps que des phénomènes exomorphes développaient les mêmes minéraux (feldspaths, dipyre, amphibole), dans les sédiments voisins.

CHAPITRE V

ÉTUDE PARTICULIÈRE DES DIVERS PHÉNOMÈNES DE CONTACT.

FEUILLE DE FOIX

§ 1. — ENVIRONS DE PRADES

A l'entrée du village de Prades, sur la route du col de Marmare, débouche du côté de l'ouest un torrent descendant du Signal de Caussou. Il est dominé au nord par le piton lherzolitique du point 1711 de la carte d'état-major et au sud par celui du pic de Géralde. Les ravins qui descendent du pic 1711 sont, à leur partie supérieure, creusés dans la lherzolite, à la partie moyenne et inférieure dans des calcaires noirs, alternant avec des lits schisteux ou plutôt rubanés de même couleur. Tantôt ces deux catégories de roches forment une succession de petits lits peu épais, tantôt, au contraire, l'une ou l'autre constitue à elle seule des bancs épais distincts.

C'est en haut de ce ravin que j'ai relevé la coupe représentée par la figure 1 (page 9) et dans laquelle on voit au milieu des calcaires disloqués une petite bosse de lherzolite ayant environ 12 mètres de diamètre. A son contact immédiat, les calcaires sont devenus blancs très cristallins et se sont chargés des minéraux qui vont être décrits plus loin.

Les assises schisto-calcaires qui constituent les sédiments avoisinant la lherzolite sont toujours métamorphisées, mais à part le contact immédiat de la roche intrusive, les modifications qu'elles présentent ne se manifestent pas par une transformation aussi complète, et il faut souvent le secours du microscope pour les remarquer.

Les schistes noirs sont fragiles et souvent traversés par des veines blanches de dipyre ou de prehnite de plusieurs centimètres d'épaisseur, parallèles ou obliques à la schistosité; par places, il existe des lits de véritables cornéennes.

a. *Calcaires à minéraux.*

Ces calcaires, à plus ou moins grands éléments, présentent une grande variation dans leurs éléments métamorphiques que l'on ne peut guère apercevoir

qu'en étudiant les roches en lames minces, bien que quelques-uns d'entre eux atteignent 1mm de plus grande dimension. Ils sont en effet toujours colorés en gris ou en noir par la matière charbonneuse qui imprègne le calcaire lui-même; ce n'est qu'au contact immédiat de la lherzolite que celui-ci devient blanc.

L'élément le plus caractéristique de ce gisement est la *hornblende* qui se détache en petits cristaux noirs sur les surfaces lavées par les eaux atmosphériques. En lames minces, sa couleur rappelle plus celle de la tourmaline que celle d'une amphibole. Dans un même cristal, la couleur n'est souvent pas la même au centre et sur les bords. Son pléochroïsme est intense dans les teintes suivantes :

n_g = bleu verdâtre (bords) à jaune vert (centre),
n_m = vert bleu,
n_p = jaune pâle.

L'angle d'extinction dans g^1 (010) est de 25° environ.

Les autres minéraux que l'on rencontre dans ces calcaires sont : l'*orthose*, le *microcline*, l'*anorthite*, le *pyroxène* incolore en lames minces, le *sphène*, la *biotite*, la *phlogopite*, la *trémolite*, le *quartz*.

Ces divers minéraux ne se trouvent pas réunis dans les mêmes échantillons, ils forment des associations favorites, dont je vais décrire quelques-unes.

Dans les calcaires renfermant de l'amphibole verte en cristaux automorphes et de l'orthose, ce dernier minéral englobe souvent l'amphibole ainsi que de petits cristaux de sphène.

Des calcaires contenant de l'amphibole, de la biotite, de l'anorthite ou de la bytownite et de l'orthose présentent souvent un cristal de chacun de ces minéraux groupés ensemble sous forme de petits nodules. Leur ordre de succession n'est pas fixe; tantôt, en effet, l'amphibole est englobée dans le mica et celui-ci dans l'orthose, tantôt, au contraire, c'est le mica ou l'amphibole qui moulent les autres éléments.

Un échantillon renferme du dipyre et de l'amphibole en grands cristaux dendriformes au milieu de la calcite; parfois ces deux minéraux sont emboîtés et enchevêtrés l'un dans l'autre suivant une surface de contact des plus sinueuses; quand on éteint l'un d'eux en lumière polarisée parallèle, on voit apparaître les formes découpées de l'autre. Dans cette roche, le dipyre constitue aussi de longs cristaux allongés suivant l'axe vertical et renfermant souvent au centre un noyau d'orthose.

J'ai rencontré des lits de calcaires dans lesquels le dipyre forme de grands cristaux découpés et criblés de matière charbonneuse; du pyroxène en grandes plages également découpées, avec de très fines macles polysynthétiques suivant h^1 (100), du sphène se rencontrent dans la même roche associés à des agrégats de grains de quartz. Ce minéral ne peut être pris pour un élément ancien détritique, il renferme en effet tous les minéraux précédents à l'état d'inclusions. Il se distingue notamment du dipyre en lumière naturelle par sa limpidité parfaite. Ce caractère permet de le différencier au premier abord quand on rencontre côte à côte une plage de dipyre et une plage de quartz taillées perpendi-

culairement à l'axe optique unique ; le signe de cet axe, positif dans le quartz, négatif dans le dipyre, joint à la biréfringence et à la réfringence plus grandes du dipyre, complète ce diagnostic.

Tous les calcaires qui viennent d'être passés en revue se rencontrent à proximité de la lherzolite, mais non à son contact immédiat ; ils renferment toujours un pigment charbonneux.

Au contact immédiat de la bosse intrusive, représentée par la figure 1, page 9, le calcaire, au contraire, est blanc, à grandes lames de calcite. On y distingue à l'œil nu des cristaux d'amphibole dépassant 3 cent. suivant l'axe vertical, des lames de biotite et des minéraux blancs que le microscope permet de différencier les unes des autres (dipyre et microcline).

L'amphibole est d'un vert tellement foncé, qu'en lames minces elle est presque opaque suivant n_g ; la biotite lui est souvent intimement associée. Tous les minéraux sont englobés par le microcline en grandes plages parfaitement limpides, qui se distingue de celles de l'orthose des roches précédentes par ses macles et les angles d'extinction caractéristiques, ainsi que par l'angle des axes optiques voisin de 90°. Le dipyre est criblé de paillettes arrondies de biotite, et cette particularité devient une véritable caractéristique du minéral quand il est englobé par le microcline, absolument privé de semblables inclusions.

b. *Calcaires passant aux cornéennes.*

A côté de ces calcaires à grands éléments, et parfois alternant avec eux, se rencontrent dans les ravins de Prades des calcaires compactes dans lesquels les éléments silicatés sont plus nombreux, mais plus petits que dans les roches précédentes. Quand ils deviennent très abondants, la calcite diminue et la roche passe à de véritables cornéennes. *L'orthose*, plus rarement le *microcline*, le *mica* incolore ou jaune pâle, le *dipyre*, *l'amphibole*, le *sphène* en sont les éléments essentiels. Ils renferment tous de très nombreuses inclusions charbonneuses. Localement, la matière charbonneuse les moule et çà et là on voit apparaître de grands cristaux porphyroïdes de dipyre ou d'amphibole qui englobent tous les éléments grenus.

Les proportions relatives des divers minéraux qui viennent d'être énumérés varient à l'infini. Quelques-uns d'entre eux peuvent s'isoler dans des lits spéciaux. Il serait oiseux d'entrer dans plus de détail sur des combinaisons qui ne sont soumises à aucune règle et qui ne présentent aucune particularité de structure.

c. *Cornéennes.*

La disparition totale de la calcite dans les roches qui viennent d'être passées en revue conduit à des cornéennes rubanées et à grains fins.

Ce n'est qu'exceptionnellement que l'on trouve à Prades des cornéennes à

grands éléments comparables à celles qui seront étudiées dans les gisements suivants. J'ai cependant recueilli une cornéenne formée de *dipyre* grenu (0^{mm},12 environ de diamètre), renfermant quelques grains de *sphène* et de *pyroxène*, ainsi que de grands cristaux porphyroïdes du même minéral.

d. *Schistes ou cornéennes quartzifères.*

Les roches précédentes ne renferment pas de quartz, il n'en est pas de même des lits noirs intercalés au milieu des calcaires. Ils présentent une composition assez variée ; ils sont rubanés et parfois rendus schisteux par l'orientation de l'amphibole et du pyroxène.

Leur structure est grenue ; les grains de *quartz* sont généralement associés à des feldspaths (*orthose*, *microcline*, plus rarement *anorthite*); du *pyroxène*, de l'*amphibole*, du *mica* et de la *zoïsite*, moulent les éléments précédents à la façon du mica des schistes micacés. Les éléments ferrugineux sont extrêmement abondants dans certains échantillons formant une sorte de trame continue qui englobe les minéraux blancs, tandis que dans d'autres, au contraire, ils sont clairsemés, prenant des contours géométriques dès qu'il existe dans la roche un peu de calcite. Le *rutile* et le *sphène* sont parfois en outre abondants.

Le quartz de ces roches est en partie primaire, mais il a été en grande partie remis en mouvement, car il renferme parfois en inclusions les autres minéraux néogènes.

Lorsque la proportion de quartz est faible, ces roches passent aux cornéennes et celles-ci sont souvent alors riches en dipyre.

Quant aux minéraux blancs dont j'ai parlé plus haut et qui s'observent à l'œil nu dans ces schistes noirs, soit en lits parallèles à la stratification, soit en veinules coupant les strates sous les angles les plus divers, ils sont formés par du *dipyre*, du *quartz* ou par de la *prehnite*; celle-ci possède tantôt la structure fibrolamellaire qui lui est habituelle, tantôt au contraire une texture compacte résultant de l'enchevêtrement irrégulier de petites lamelles microscopiques. Il est facile de vérifier sur ce minéral toutes les propriétés optiques de la prehnite. Son indice médian, relativement fort (1,63) pour un minéral secondaire, le fait distinguer des zéolites qui, dans les autres gisements étudiés dans ce mémoire et même à Prades, se forment si fréquemment dans de semblables conditions.

Développement drusique de zéolites. — Les fissures de toutes les roches métamorphiques de ce gisement et particulièrement celles des calcaires sont tapissées de cristaux de *calcite* et de très petits rhomboèdres de *chabasie*.

§ II. — BOIS DU FAJOU, PRÈS CAUSSOU.

Le contact du bois du Fajou est le premier que j'ai découvert, c'est celui que j'ai décrit en détail dans mon mémoire des *Nouvelles Archives du Muséum*. Le

ravin du bois du Fajou est creusé dans un des contreforts du signal de Caussou; il vient finir sur la route du col de Marmare à Caussou, à environ 1200 mètres de ce village.

Dans le fond du ravin, on voit à droite et à gauche des masses de lherzolite sur lesquelles s'appuient les calcaires blancs supérieurs.

La roche éruptive est en plusieurs endroits en contact avec les assises argilo-calcaires liasiques. Dans l'escarpement de gauche, ces roches peuvent être vues sur une petite surface, mais le contact est remarquablement net (pl. II), il est d'un accès assez pénible. La lherzolite a relevé les couches liasiques, les a disloquées et pénétrées par places. On les voit aujourd'hui former une enveloppe grossièrement concentrique à la roche éruptive. Elles sont presque verticales et plongent vers le nord-est. Le contact s'est effectué perpendiculairement à la schistosité des calcaires.

Les produits de transformation sont très variés. Au contact immédiat, le calcaire est très cristallin, mais pauvre en minéraux. A quelques mètres plus loin, on observe une alternance de ce calcaire cristallin et des diverses roches métamorphisées (*schistes micacés, cornéennes, roches amphiboliques*) qui vont être décrites. Ces types pétrographiques forment individuellement, soit des bancs distincts de quelques centimètres d'épaisseur, de quelques décimètres au plus, soit des accidents au milieu les uns des autres.

Les calcaires micacés, comme du reste la plupart de ces roches métamorphiques, se décomposent très facilement, donnant alors une terre jaunâtre qui se transforme en boue glissante à la moindre humidité: ces roches sont en perpétuelle démolition et rendent difficiles, dangereux même, les quelques mètres de rochers qui dominent un couloir à pic que je n'ai pu franchir pour voir jusqu'où s'étendait la transformation.

Ce contact doit être abordé par le bas du ravin, il est inaccessible par la crête. C'est lui qui m'a fourni toutes les roches précédemment décrites. Cette année, j'ai parcouru le côté opposé (N. O.) du ravin en l'abordant par la crête. On peut y descendre par un couloir taillé naturellement dans les assises métamorphiques. Celles-ci, beaucoup moins variées que dans l'autre partie du bois, sont presque uniformément constituées par des lits de cornéennes de quelques centimètres d'épaisseur, alternant avec des bancs de calcaire micacé de même épaisseur qui tombent en arènes et laissent en relief les bancs de cornéennes. Çà et là, on voit apparaître comme accidents les autres types qui seront décrits plus loin. Le contact immédiat avec la lherzolite n'a pu être observé, car en approchant de celle-ci, le couloir est rempli d'éboulis.

Grâce à la démolition incessante de ces roches modifiées, on peut facilement recueillir en bas du ravin une collection de tous leurs types, mais on n'en trouve guère en dehors de celui-ci, car elles sont trop fragiles pour pouvoir être charriées au loin.

On peut distinguer dans ces roches métamorphisées les quatre types suivants:

a. Calcaires à minéraux.

b. **Schistes micacés tachetés.**



Sohier et Campy, 33, rue Hallé. — Paris

Contact de la Lherzolite (Λ)
et des Calcaires liasiques (*l*) profondément métamorphisés
(Bois du Fajou)

c. Roches amphiboliques.
b. Cornéennes.

a. *Calcaires à minéraux.*

Ces calcaires sont cristallins, tantôt pauvres, tantôt extrêmement riches en minéraux parmi lesquels domine un mica jaune clair presque incolore en lames minces. C'est lui qui par son orientation détermine le rubanement du calcaire. Quand il est très abondant, la roche se décompose facilement. Ce mica est une *phlogopite* à axes très rapprochés, il se chloritise fréquemment ; il est parfois accompagné par un *pyroxène* (diopside) incolore, souvent dentelliforme au milieu de la calcite ; plus rarement, on observe de l'*actinote* à peine colorée en vert, de l'*albite* et du *dipyre ;* ces minéraux ont des formes géométriques, mais arrondies et par suite peu déterminables.

b. *Schistes micacés tachetés.*

Cette catégorie de roches métamorphiques est très fréquente et très caractéristique. A l'œil nu, on distingue au milieu de paillettes de *biotite* des taches blanches globuleuses ou allongées ayant de 2 mm. à 1 cm. Certains échantillons sont très schisteux, alors que dans d'autres il n'y a pas trace d'orientation des éléments. Ces roches ne sont pas sans analogie de caractères extérieurs avec quelques schistes micacés à andalousite (schistes maclifères) de contact du granite. Leur composition minéralogique est très variée ; on peut y distinguer les deux types suivants :

α. *Schistes tachetés à dipyre.* — Les taches blanches de ces schistes sont formées chacune par un globule arrondi de *dipyre* entouré par un mélange de *biotite*, de *pyroxène* et de *tourmaline.*

Au microscope, on constate que ces globules de dipyre ne sont pas homogènes, mais criblés de grains et de paillettes de *pyroxène*, de *mica* et de *tourmaline.* Leurs dimensions sont très variables et n'atteignent souvent pas 0 mm. 01 ; leur orientation est quelconque ; ils sont parfois si abondants que leur hôte est réduit à une sorte de ciment homogène qui les relie les uns aux autres.

La biotite est très ferrugineuse et se distingue par ce caractère de la phlogopite des calcaires, elle aussi est criblée d'inclusions de pyroxène et de tourmaline. Ce dernier minéral est le seul automorphe dans la roche, il est de couleur bleu verdâtre et appartient au type magnésien.

Dans quelques échantillons, le dipyre, au lieu d'être globuleux, est allongé suivant l'axe vertical parallèlement auquel s'orientent ses inclusions ; le pyroxène se présente non plus en grains inégaux, mais en cristaux plus gros, criblés de paillettes de mica.

Ces schistes micacés ne sont généralement pas schisteux, mais dans quelques

échantillons, le mica est orienté suivant des plans parallèles au milieu du dipyre globuleux ; le pyroxène prend parfois la même disposition.

Enfin, dans quelques échantillons, la composition des globules est plus complexe ; ils sont constitués par du dipyre dentelliforme au milieu de grains de calcite. Ce dipyre, comme le précédent, forme des groupements pœcilitiques avec du pyroxène, de la tourmaline, etc.

L'importance relative du ciment micacé et des globules blancs est très variable ; quand ces derniers sont très abondants, ils sont pressés les uns contre les autres et la roche passe aux cornéennes.

β. Schistes tachetés à feldspaths. — Ces roches sont schisteuses et passent souvent aux cornéennes.

Les taches sont formées par de l'*anorthite* et du *pyroxène* peu ferrugineux, entourés par un mélange de lamelles de *biotite*, d'*anorthite* et de *pyroxène* grenus. L'anorthite n'est pas toujours maclée, ce qui rend alors son diagnostic difficile. Sa réfringence, sa biréfringence, le grand écartement des axes autour de sa bissectrice aiguë *négative*, enfin sa facile attaquabilité par les acides permettent aisément dans ce cas de distinguer l'anorthite de l'orthose qui se trouve souvent dans les roches métamorphiques étudiées dans ce mémoire.

Quand il existe des macles, l'angle d'extinction dépasse 45° dans la zone de symétrie perpendiculaire à g^1 (010). L'angle d'extinction par rapport à la trace de g^1 (010) dans les sections perpendiculaires à la bissectrice aiguë *négative* est de 56° ; celui des sections perpendiculaires à n_g est de 48°. Ces nombres sont ceux qui caractérisent l'anorthite. Le pyroxène de ces roches présente souvent des macles polysynthétiques suivant h^1 (100) ; il est très riche en paillettes micacées qui se rencontrent en moindre abondance dans l'anorthite.

Aux éléments qui viennent d'être décrits, se joint parfois du dipyre en grains ou en plages moulant l'anorthite ; le passage de ces roches aux *schistes tachetés à dipyre* se fait par le développement de grandes plages pœcilitiques de dipyre au milieu des éléments précités.

c. *Roches amphiboliques.*

Ces roches ressemblent, à l'œil nu, à des amphibolites plus ou moins schisteuses. L'examen microscopique fait voir que l'*amphibole*, très allongée suivant l'axe vertical, est généralement accompagnée de *mica noir*, de gros cristaux de *tourmaline*, d'*anorthite* et parfois de *calcite*. Nous retrouverons en plus grande abondance ce type pétrographique dans les contacts de la forêt de Freychinède.

d. *Cornéennes.*

Les cornéennes sont plus variées encore que les roches précédemment étudiées. Elles sont très denses, compactes, tantôt très fragiles, tantôt fort tenaces;

fréquemment elles sont rubanées par suite de l'existence de zones alternativement blanches et colorées. Les dimensions de leurs éléments constitutifs varient de moins de 0 mm.10 à plusieurs centimètres. La transition entre les roches compactes et celles à grands éléments est parfois lentement ménagée, dans d'autres cas elle est brusque. Les cornéennes à grands éléments forment généralement des amandes au milieu de roches à grains fins ; elles sont moins fréquentes que ces dernières, je les examinerai tout d'abord.

α). Cornéennes à grands éléments. — Ces roches renferment parfois encore un peu de calcite grâce à laquelle les autres minéraux ont pu prendre des formes géométriques; ce sont généralement des *pyroxènes* brun ou brun verdâtre en masse, incolores en lames minces, du *mica*, du *dipyre*, une *amphibole* d'un vert brunâtre presque incolore en lames minces et enfin de l'*anorthite*.

Ces cornéennes portent souvent l'empreinte de puissantes actions mécaniques, leurs éléments sont écrasés et présentent entre les nicols croisés des extinctions roulantes; le pyroxène possède des plans de séparation et de fines macles suivant *p* (001) et h^1 (100), l'amphibole montre des plans de séparation suivant *p* (001) : elle est souvent géométriquement orientée sur le pyroxène qui est aussi faculé d'amphibole d'ouralitisation. Ces deux substances sont généralement dentelliformes et leurs cavités sont remplies par du *mica*, du *dipyre* et de *l'anorthite*. Ces deux derniers minéraux manquent parfois.

J'ai recueilli cette année des cornéennes qui méritent une mention spéciale. Elles sont blanches et essentiellement constituées par de grandes plages d'anorthite, maclées suivant les lois de l'albite et de la péricline, englobant du sphène et du pyroxène. Celui-ci se trouve soit en grains ou en cristaux allongés suivant l'axe vertical — dans une même plage d'anorthite ces grains ont une orientation quelconque (*structure pœcilitique*) —, soit en grands cristaux — dans une même plage d'anorthite, ils s'orientent quelquefois en grand nombre (*structure pegmatique*). Le pyroxène est par place ouratilisé et accompagné d'un peu de dipyre. La structure de cette cornéenne est identique à celle que j'ai récemment observée dans un *gneiss à pyroxène* des environs de Montbrison, qui m'a été communiqué par M. de Chaignon. Cette cornéenne présente des lits colorés riches en biotite dans lesquels le pyroxène et le dipyre deviennent plus abondants que l'anorthite qui disparaît même parfois,

J'ai observé plusieurs groupements de dipyre et d'amphibole dans lesquels l'axe vertical de ces deux minéraux se trouve dans la même direction.

Les éléments constitutifs de ces cornéennes et particulièrement l'amphibole et le pyroxène sont souvent criblés d'inclusions de pyroxène, de dipyre, de micas en éléments extrêmement petits.

β). Cornéennes compactes. — Les cornéennes compactes sont formées de lits alternativement blancs, gris ou violacés.

Les *lits violacés* établissent le passage aux schistes micacés ; ils doivent leur couleur à de très nombreuses petites paillettes de *biotite*. Ils sont essentiellement formés par des plages globuleuses de *dipyre*, pressées les unes contre les autres possèdent les inclusions et la structure du dipyre des schistes tachetés.

Dans les types de passage à ces dernières roches, les globules sont encore séparés les uns des autres par un peu de *mica* et de *pyroxène*. A l'œil nu, ces roches sont tigrées. Souvent les lits blancs alternant avec les lits violets ne diffèrent de ces derniers que parce que le *pyroxène* y a complètement remplacé le *mica* ; le dipyre y est moins globuleux, ce qui s'explique aisément, le mica n'étant plus là pour délimiter les plages de dipyre. Le mica et le pyroxène sont souvent orientés au milieu du dipyre qui a une orientation quelconque.

Les *cornéennes blanches* ont une composition plus complexe. Elles sont alors formées de *dipyre*, d'*anorthite*, de *pyroxène* et d'*amphibole*.

Rarement de grands cristaux de *pyroxène* et d'*amphibole* sont disséminés au milieu d'*anorthite* finement grenue ; la roche possède alors la structure à deux temps d'une microgranulite.

Le plus souvent, l'anorthite se présente en plages grenues englobant des grappes de petits grains de pyroxène (structure pœcilitique). Dans les mêmes roches se rencontrent des plages globuleuses de dipyre, groupées de la même façon avec le pyroxène. L'enchevêtrement de ces associations pœcilitiques de dipyre, d'anorthite et de pyroxène est fort curieux et surprend au premier abord l'observateur, surtout lorsque leur étude nécessite l'emploi d'un fort grossissement.

Quand les cornéennes possédant cette structure alternent avec des cornéennes à grands éléments, les minéraux de ces dernières prennent en quelque sorte racine dans la roche compacte en s'insinuant entre les éléments de celle-ci. On voit alors de grands cristaux de pyroxène ou d'amphibole mouler les groupements pœcilitiques décrits plus haut. C'est donc un nouveau cas de structure pœcilitique, mais avec cette complication que *l'élément non orienté de l'assemblage, au lieu d'être homogène, est lui-même constitué par un groupement pœcilitique à grains fins de deux minéraux différents.*

Développement drusique de zéolites. — Toutes les roches métamorphiques de ce gisement et particulièrement les schistes micacés tachetés sont parcourus par des fentes tapissées par des zéolites. La plus fréquente est la *chabasie* en petits rhomboèdres incolores et limpides de 1 à 2 mm. présentant les groupements par pénétration habituels et plus rarement la macle suivant p $(10\bar{1}1)$. Ils reposent parfois sur une couche blanche et translucide de *thomsonite* lamellaire. Plus rarement, ils sont recouverts par de petits cristaux de *christianite* (macle de la morvénite).

J'ai recueilli en outre quelques échantillons mamelonés de *stilbite* en sphérolites incolores et translucides, à surface brillante, identiques à ceux de la *puflérite* du Tyrol.

§ III. LORDAT.

A l'est de Lordat et à la limite de cette commune et de celle de Vernaux, j'ai découvert, sous les calcaires blancs qui forment la crête de la montagne, une

série de couches offrant des transformations identiques à celles qui viennent d'être décrites au bois du Fajou. Bien que je n'ai observé à leur contact aucun pointement lherzolitique, je n'hésite pas à leur attribuer la même origine qu'à ces dernières ; leur présence semble en effet indiquer l'existence de la lherzolite en profondeur, l'intensité de leur transformation me fait supposer en outre que cette lherzolite doit se présenter à une très faible distance des roches étudiées dans ce paragraphe.

Ce gisement est facile à trouver, il se rencontre au-dessous du chemin de Lordat à Bestiac, exactement au-dessus du village de Vernaux. Quand en suivant ce chemin et en venant de Lordat on a traversé le chemin descendant à Vernaux, on trouve à main gauche un petit sentier entouré de buis ; il conduit à des champs cultivés situés au pied de rochers calcaires d'où l'on a extrait quelques pierres. Ce chemin est presque entièrement taillé dans les couches métamorphisées dont il est aisé de recueillir une belle collection dans les petits murs de soutènement en pierres sèches qui séparent des champs étagés en gradins. La disposition de ces champs est due à la décomposition successive des diverses assises métamorphisées que l'on retrouve en places en maints endroits. On voit alterner entre elles les roches suivantes qui forment généralement des bancs distincts, atteignant parfois plusieurs mètres d'épaisseur:

a. Calcaires à minéraux.
b. Schistes micacés tachetés.
c. Roches amphiboliques.
d. Cornéennes.

La caractéristique minéralogique de ce gisement consiste dans l'abondance de l'actinote qui est répartie dans tous ces types pétrographiques, sans toutefois constituer jamais exclusivement aucun d'entre eux.

a. *Calcaires à minéraux.*

Ces calcaires souvent un peu sableux renferment du *dipyre*, de la *biotite*, du *sphène*, du *rutile*, des octaèdres de *magnétite*, des *amphiboles*, des *feldspaths* et enfin du *quartz*.

L'amphibole est une actinote d'un vert pâle, plus rarement d'un vert vif. Les teintes de pléochroïsme sont les suivantes avec des variations d'intensité dans les divers échantillons :

n_g = vert clair.
n_m = jaune verdâtre.
n_p = incolore.

L'angle d'extinction dans g^1 (010) est d'environ 20°. Sur les bords de cette actinote vient souvent se former une autre amphibole très colorée dans les teintes suivantes:

n_g = vert bleu foncé.
n_m = vert foncé.
n_p = jaune clair.

La couleur suivant n_g se rapproche de celle de la tourmaline qui se trouve dans les mêmes roches. Cette amphibole paraît analogue à celle de Prades qui a été étudiée plus haut. L'angle d'extinction est cependant plus faible que dans l'actinote.

Les autres minéraux de ces calcaires ne présentent pas de particularités dignes d'être notées; il y a lieu toutefois de s'arrêter sur le *quartz* qui est toujours un élément rare dans les roches modifiées par la lherzolite.

Je l'ai trouvé dans un calcaire riche en amphibole et contenant quelques paillettes de biotite ; il forme de très grandes plages sans formes géométriques, englobant tous les autres éléments ; on ne peut donc pas le considérer comme un débris clastique d'une roche ancienne. Ce quartz est très riche en inclusions liquides à bulle mobile.

b. *Schistes micacés.*

Les schistes micacés de Lordat sont des plus variés; ils sont toujours à dipyre. On y distingue tout d'abord des roches appartenant aux divers types décrits au bois du Fajou.

Mais il existe aussi des types spéciaux à ce gisement; dans les roches se rapportant au type le plus fréquent au bois du Fajou, les grains de pyroxène du ciment micacé qui entoure les taches de dipyre se réunissent parfois pour former des globules irréguliers ; dans d'autres shistes apparaissent de grandes baguettes d'actinote.

Dans beaucoup d'échantillons, le ciment micacé des globules de dipyre, au lieu d'être formé par des lamelles de biotite de 0 mm. 10 à 0 mm. 20 devient excessivement fin, parfois même microcristallin, le pyroxène est moins abondant, il peut même disparaître complètement, tandis que la tourmaline est plus fréquente.

Dans les roches de ce genre, ou bien le dipyre est globuleux, ou bien il est allongé suivant l'axe vertical et présente des formes nettes ; dans ce cas, il est accompagné de cristaux automorphes et très allongés d'actinote. Ces roches présentent une structure porphyroïde fort nette; elles sont comparables aux schistes micacés des ophites qui seront décrits plus loin.

Enfin d'assez nombreux échantillons de ces schistes micacés ne renferment ni taches de dipyre, ni grands cristaux ; ils sont uniquement constitués par du mica microcristallin possédant la même structure que le ciment des schistes micacés précédents.

Au milieu de ces schistes micacés se présentent souvent des accidents intéressants. Il faut citer tout d'abord des nodules à grands éléments formés de *dipyre* et *d'amphibole* en associations granitoïdes ou ophitiques, parfois mélangés de calcite.

Plus rarement, j'ai observé des veinules formées de calcite et d'épidote; enfin un de mes échantillons est traversé par une fente sur les parois de laquelle sont implantés des cristaux violacés de tourmaline, allongés suivant l'axe vertical et englobés par du dipyre.

c. *Roches amphiboliques.*

Les calcaires à actinote ainsi que les schistes tachetés à amphibole conduisent par enrichissement en amphibole à des roches d'aspect dioritique essentiellement composées de longs cristaux automorphes de *dipyre* blanc et *d'amphibole* vert clair, mais pouvant renfermer à l'état accessoire tous les minéraux signalés plus haut dans les calcaires et dans les schistes micacés. Ces roches amphiboliques se distinguent au premier abord de celles du Fajou et de Freychinède par leur couleur plus claire.

Au microscope, on constate que le dipyre renferme parfois en inclusions des paillettes micacées, et de petits grains ferrugineux. L'amphibole, en partie postérieure au dipyre, est parfois groupée en gerbes; à peine colorée en lames minces, elle est bordée par l'amphibole de couleur foncée déjà observée dans les calcaires.

d. *Cornéennes.*

Les cornéennes de ce gisement sont à grains fins et très compactes; elles sont souvent rubanées et tachetées et dérivent alors des schistes tachetés. Le *dipyre* en forme l'élément essentiel; il constitue des globules spongieux pressés les uns contre les autres, souvent associés à de l'amphibole. Quand il existe du mica ou du pyroxène, on observe des passages aux schistes tachetés ; le mica tend alors à devenir automorphe, de même que dans les schistes micacés, il est beaucoup moins riche en inclusions. Ces cornéennes renferment quelquefois des nodules à grands éléments ayant la même composition que la roche à grains fins.

Dans un échantillon de cornéenne tachetée, j'ai observé de *l'orthose* et du *quartz*. Ces deux éléments se présentent en petits grains, disséminés au milieu de *dipyre* et de *mica*. Ils remplissent aussi des filons ou des boutonnières. Celles-ci sont bordées de lamelles de mica, implantées perpendiculairement à leurs parois. Le quartz et l'orthose les moulent et renferment des inclusions du même minéral.

Toutes les roches silicatées de ce gisement sont parcourues de veines irrégulières, remplies par de l'amphibole et du dipyre fibreux, accompagnés de paillettes de biotite. Quelques-unes d'entre elles et particulièrement les roches amphiboliques renferment quelquefois de très grands cristaux d'*oligiste* de plusieurs centimètres de diamètre. Ils sont aplatis suivant a^1 (0001) et présentent le rhomboèdre p $(10\bar{1}1)$.

Développement drusique de zéolites. — De même qu'au bois du Fajou, j'ai recueilli des zéolites (*chabasie*, *stilbite*) dans les fentes de toutes les roches métamorphisées qui viennent d'être décrites, y compris les calcaires.

§ 4. — Croix de Sainte-Tanoque, près Lercoul

La lherzolite forme une butte surmontée d'une petite croix de fer (croix de Ste-Tanoque) qui domine au nord-ouest le village de Lercoul. Elle est, par places, fortement serpentinisée ; on a vu plus haut que c'est à cette roche imparfaitement décomposée que Cordier avait cru devoir donner les noms de *lhercoulite*, puis de *lherzoline*, la prenant pour une sorte de lherzolite compacte.

J'ai observé des phénomènes métamorphiques au contact de cette lherzolite dans le talus d'un sentier qui, près de la croix, quitte le chemin de Sem à Lercoul pour s'enfoncer dans la forêt de Teillet dans la direction de Sem ; ce chemin entame, sur quelques mètres, des assises métamorphisées qui peuvent être plus facilement encore étudiées dans le chemin descendant au village de Lercoul (fig. 13). Après avoir traversé la lherzolite, ce chemin est creusé dans des *calcaires* plus ou moins cristallins, alternant avec des bancs minces de *cornéennes*, de *schistes micacés tachetés* dans lesquels il est facile de reconnaître à première vue l'équivalent des roches du bois du Fajou.

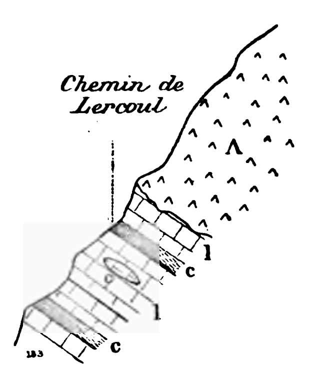


Fig. 13. — Contact de la lherzolite (Λ) et du lias au-dessous de la croix de St-Tanoque. Les assises métamorphisées sont formées par une alternance de calcaires à minéraux (*l*), et des cornéennes et des schistes micacés (*c*),

Ces roches métamorphisées plongent vers l'ouest et s'observent sur près de 50 mètres ; elles doivent posséder en profondeur une assez grande importance, car on en rencontre de nombreux blocs dans les champs cultivés de la pente qui va aboutir à Lercoul.

A 50 mètres environ du contact, le chemin devient caillouteux et l'on n'observe plus aucune roche en place, avant d'atteindre les schistes paléozoïques qui se développent avec une certaine ampleur dans la vallée de Siguer.

A peu de distance de la croix de Ste-Tanoque, dans la forêt que traverse le chemin de Sem à Lercoul, il existe une *ophite* qui réapparaît sur le chemin supérieur de la forêt et forme l'une des crêtes qui domine le village de Lercoul.

Les calcaires qui sont en contact avec cette roche ne sont pas modifiés et il ne m'a pas été possible de trouver le point de jonction entre la lherzolite et l'ophite.

Passons maintenant à l'examen des roches métamorphiques de la croix de Ste-Tanoque.

Dans les calcaires cristallins, les lits silicatés sont très irréguliers, souvent très espacés; un petit lit de cornéennes de 2 ou 3 cm. apparaît parfois seul au milieu d'une masse calcaire de plusieurs mètres d'épaisseur, alors que plus loin, au contraire, les bancs silicatés sont fréquents et plus abondants que le calcaire. Ces différences s'expliquent aisément par les variations de composition originelle des assises modifiées.

Les roches amphiboliques manquent dans ce gisement ; il y a lieu de considérer successivement les types suivants :

a. Calcaires cristallins ;
b. Schistes micacés tachetés ;
c. Cornéennes.

Les caractères macroscopiques étant les mêmes que pour les roches similaires du bois du Fajou, je n'y reviendrai pas. Parmi les roches silicatées vues en place, les cornéennes dominent.

Les schistes micacés, au contraire, sont plus abondants dans les champs cultivés et les murs construits avec les pierres qui en ont été extraites, ce qui fait penser que d'importantes assises de ces roches doivent être recouvertes par les terres cultivées.

a. *Calcaires à minéraux.*

Ces calcaires renferment des cristaux de *dipyre*, de *pyroxène*, de *mica* qui tantôt sont très abondants et disposés en lits, tantôt très clairsemés. Ils ne présentent aucune particularité spéciale. Au contact des bancs silicatés, il y a quelquefois une zone de passage dans laquelle on observe les autres minéraux qui ont été décrits plus loin.

b. *Schistes micacés tachetés*

α. Schistes micacés tachetés à dipyre. — Les types à grands éléments ne sont ni schisteux ni rubanés. Les taches globuleuses de dipyre atteignent 1 mm. 5 ; le *mica* forme des lames ayant parfois les mêmes dimensions. Le *pyroxène* se trouve en gros grains ou en cristaux allongés, englobés par le *dipyre* ou par le ciment micacé au milieu duquel on rencontre quelques cristaux d'*amphibole* verte et de grains peu abondants de *tourmaline*. Les inclusions grenues de calcite ne sont pas rares dans le dipyre.

Dans quelques échantillons, le mica est en éléments plus petits et plus abondants, sans que toutefois la composition minéralogique de la roche soit modi-

fiée. Les globules de dipyre sont souvent inclus dans de la *calcite* primaire. Des paillettes naissantes de biotite et des inclusions de calcite accompagnent les grains de pyroxène dans le dipyre.

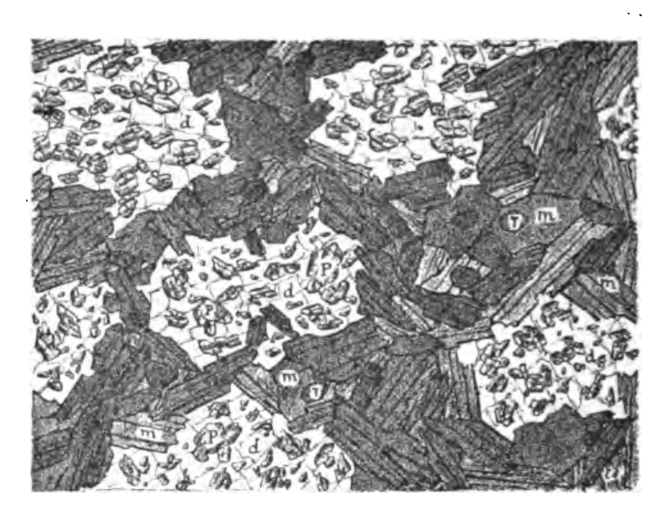


Fig. 14. — Schiste micacé tacheté de la Croix de Sainte-Tanoque.
Eponges de dipyre (*d*) englobant du pyroxène (*p*) et moulées par de la biotite (*m*) et de la tourmaline (T).

Des roches rubanées se rapportent au même type, mais le ciment micacé est moins abondant, quoique toujours formé par de petits éléments ; les globules de dipyre sont voisins les uns des autres, c'est le passage aux cornéennes dans lesquelles le ciment micacé a disparu.

Le pyroxène est moins abondant que dans les roches précédentes et moins également réparti ; il forme en général des grappes de petits grains irréguliers ; les paillettes extrêmement petites de mica naissant sont très abondantes dans le dipyre.

β. Schistes micacés à feldspaths. — Associés à ce dernier type de schistes micacés tachetés et y passant graduellement, se trouvent des schistes micacés essentiellement constitués par de l'*orthose*, de la *biotite* et du *pyroxène*, avec, fréquemment mais en proportion variable, du *dipyre*, de la *tourmaline* et de la *matière charbonneuse*. La roche est très schisteuse ; ses éléments dépassent rarement 0 mm. 10 ; ils sont généralement bien calibrés.

L'orthose est grenue, non maclée, la tourmaline jaune verdâtre forme des cristaux nets allongés suivant l'axe vertical ; le pyroxène n'a pas de formes géométriques. La caractéristique de cette roche réside dans la structure du mica qui moule le feldspath à la façon du mica des schistes micacés formés au contact du granite.

Quant au dipyre, il est grenu ; souvent ses petites plages globuleuses se réu-

nissent, s'orientent et forment dans la roche des taches qui lui donnent à l'œil nu l'apparence des schistes tachetés du groupe précédent.

c. *Cornéennes*

Les cornéennes de ce gisement dérivent exclusivement du groupe des schistes micacés à feldspaths; elles sont très compactes, rubanées et généralement formées par une alternance de lits blancs et de lits diversement colorés, violacés, jaunes verdâtres, ou noirs.

L'examen microscopique fait voir que tandis que les lits blancs sont presque entièrement dépourvus de mica, les lits colorés, au contraire, sont criblés de très petites paillettes micacées.

α. *Lits colorés.* — Les lits colorés ont une composition minéralogique très analogue à celle des schistes micacés ; le *mica* n'y est pas orienté, il est parfois plus petit, sinon moins abondant que dans ces dernières roches Le *pyroxène* a une tendance à se grouper en taches qui sont bien visibles en lumière naturelle : les parties pyroxéniques de la roche étant moins micacées. Des taches de *dipyre* s'observent aussi çà et là et quand elles sont abondantes, la roche est une *cornéenne tachetée* bien reconnaissable à l'œil nu ; il est facile de voir dans ces roches que le dipyre est postérieur aux feldspaths. Ceux-ci sont formés par de l'*orthose* et aussi par un feldspath triclinique très finement maclé, s'éteignant presque suivant la trace de la ligne de macle de l'albite dans les sections appartenant à la zone de symétrie (*oligoclase-albite*).

β. *Lits incolores.* — Les lits incolores ne diffèrent des lits colorés que par l'absence presque complète de mica. Leurs éléments sont aussi de plus grande taille; le dipyre y est souvent grenu comme les feldspaths, mais y forme souvent aussi des cristaux porphyroïdes à contours réguliers ou dentelliformes dépassant 1 mm. Çà et là s'observent des zones presque entièrement formées par du dipyre et du pyroxène curieusement associés. Le *dipyre* forme des plages globuleuses dans lesquelles le *pyroxène* se trouve en petits grains allongés en forme de larmes grêles, et serrées les unes contre les autres. C'est la structure poecilitique, mais avec une disposition particulière du minéral non orienté [1].

Quelques échantillons renferment du sphène, du rutile.

Les lits de couleur différente qui viennent d'être décrits ont des épaisseurs très inégales, variant de quelques centimètres à moins d'un millimètre.

Ils se rencontrent au milieu des calcaires, soit en masses continues, soit sous forme d'amandes parallèles au rubanement général des strates.

Quelques roches sont traversées par des filonnets obliques à la schistosité, qui ont la même composition que les lits blancs ; le dipyre y est généralement très abondant.

[1] Cette structure doit être observée avec l'objectif 9 (nouveau modèle) Nachet.

§ V. — Environs de Vicdessos

J'ai étudié avec grand soin les divers pointements lherzolitiques qui se trouvent sur la montagne d'Orus, au nord de Vicdessos.

Le contact de la roche de Porteteny et des calcaires blancs est masqué par un bois d'acacias

Aux Roujos, la lherzolite très serpentinisée s'émiette ; en haut du ravin, il est possible de suivre pas à pas sur plus de 50 mètres son contact avec des calcaires blancs ; ces derniers ne sont pas modifiés ; la lherzolite, par contre, est imprégnée de calcite secondaire.

Plus à l'ouest, un sentier conduit au village de Sentenac ; au-dessus de Vicdessos, ce chemin coupe le vallon de Nadaliss conduisant au petit col del Picouder. Dans ce vallon, et au-dessus du chemin, apparaît une bosse de lherzolite à forme étrange qui n'a que quelques mètres carrés ; elle se trouve au milieu de calcaires blanchâtres, alternant avec des bancs de quartzites. Les modifications ne sont pas intenses au contact, mais il est possible de recueillir çà et là des échantillons fortement métamorphisés. Ils deviennent plus abondants quand on monte le ravin, et à quelques mètres, après avoir passé le col, j'ai trouvé un nouveau pointement lherzolitique plus petit encore que le premier ; il forme une bosse de 4 mètres sur 7 environ, intrusive au milieu des calcaires fortement disloqués et modifiés (fig. 2, page 10).

Les calcaires au voisinage sont cristallins et çà et là renferment des lits silicatés. A 25 mètres du contact et du côté de la vallée, j'ai relevé la coupe représentée par la figure 15 ; la direction des couches n'est ici visible que grâce à l'existence dans quelques-unes d'entre elles de minéraux métamorphiques qui marquent la stratification.

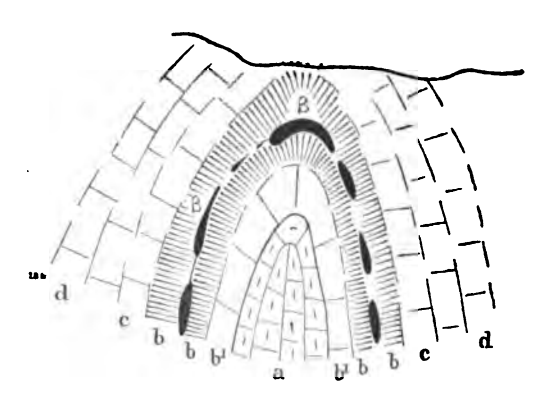


Fig. 15. — Calcaires métamorphisés au voisinage de la lherzolite.
a, calcaire à dipyre. — *b'*, calcaire à dipyre et amphibole. — *b*, calcaire à amphibole avec lits entièrement silicatés (β). — *c* et *d*, calcaires cristallins avec minéraux peu abondants (dipyre, etc.).

Au centre de ce petit pli anticlinal qui n'a guère plus de 6 mètres de hauteur,

les couches *a* sont formées par un calcaire blanc jaunâtre renfermant une grande abondance de très jolis cristaux blancs de dipyre. En b^1, le dipyre est presque remplacé par de l'amphibole qui devient de plus en plus abondante au fur et à mesure que l'on se rapproche de *b* qui, par places, contient des lits ou des nodules entièrement silicatés (β). Cette zone est pyriteuse et se décompose en une boue noire ; enfin en *c* et en *d*, le calcaire est très cristallin et renferme divers minéraux métamorphiques (dipyre, etc.).

En redescendant vers la vallée, on retrouve ces mêmes calcaires alternant avec des zones argilo-siliceuses noires peu ou pas métamorphisées.

Un fait qui mérite d'être signalé, c'est que de même que dans la grande masse lherzolitique du bois du Fajou, dans la petite bosse intrusive du col del Picouder, la lherzolite ne présente au contact des calcaires aucune modification endomorphe.

J'ai recueilli soit dans le vallon de Nadaliss, soit sur le versant du col del Picouder regardant Sentenac les diverses roches métamorphiques suivantes :

a. *Calcaires á minéraux*

Les calcaires cristallins du col del Picouder (fig. 15) renferment des cristaux de *dipyre* blanc laiteux [*m* (110) h^1 (100)] remarquablement nets, atteignant 1 centimètre de longueur, et pouvant être recueillis comme échantillons de collection ; ils font saillie sur les surfaces exposées à l'air ; le même minéral abonde dans les calcaires du voisinage, mais en moins beaux cristaux.

Les minéraux qui l'accompagnent souvent sont assez nombreux ; les plus fréquents sont le *mica* et l'*amphibole*, appartenant à deux variétés, l'une d'un vert clair est incolore, en lames minces, l'autre d'un vert très foncé paraît appartenir au même type que l'amphibole de Prades.

Un échantillon recueilli dans le vallon de Nadaliss offre une composition plus complexe ; j'y ai en effet observé l'*amphibole* vert foncé dont il vient d'être question, du *dipyre*, du *sphène*, de la *biotite*, du *quartz* et enfin du *grenat* rosé en lames minces. Cet échantillon est, avec un schiste micacé de la Fontête rouge qui sera décrit plus loin, le seul dans lequel j'ai trouvé du grenat parmi les nombreuses roches métamorphiques décrites dans ce mémoire.

Le dipyre possède la particularité de renfermer la presque totalité du grenat sous forme de noyau central, il englobe dans de semblables conditions des aiguilles d'amphibole et du grenat.

Le quartz est bien d'origine métamorphique, car il enveloppe parfois le mica.

Dans un autre échantillon de calcaire, j'ai observé du quartz, du mica, du dipyre et des grains d'orthose renfermant des inclusions charbonneuses disposées en zones concentriques.

De même qu'à Prades, on trouve encore à plusieurs centaines de mètres de la lherzolite au milieu de calcaires pauvres en minéraux macroscopiques des bancs compacts de cornéennes à grains très fins : leur composition et leur structure sont tellement identiques à celles des roches similaires de Prades, qu'il est inutile d'y revenir.

b. *Schistes micacés quartzifères*

Ces schistes passent à des cornéennes ; ils forment en effet des bancs compacts, durs, faisant feu au briquet, mais dans lesquels le *mica* est remarquablement orienté suivant des lits parallèles ; il est constitué par de petites paillettes moulant des grains de *quartz*, d'*orthose* et plus rarement d'*anorthite*, qui renferment des inclusions noires, globuleuses, microscopiques. Il existe beaucoup de *sphène* et un peu de *dipyre* qui s'insinue entre les grains feldspathiques et quartzeux.

Dans ces schistes, le quartz et les feldspaths sont beaucoup plus abondants que le mica ; au col, j'ai recueilli des échantillons qui au contraire sont surtout formés par du mica microcristallin, au milieu duquel se trouvent de larges taches de dipyre ; ces roches sont rubanées et dépourvues de quartz ; elles font une vive effervescence quand on les traite par un acide, car elles sont imprégnées de calcite.

c. *Cornéennes*

Les cornéennes de ce gisement sont à grands éléments, surtout formées de *dipyre*, de *pyroxène*, de *sphène*, d'*amphibole* et de *mica*. Celles que j'ai recueillies au contact immédiat de la lherzolite du col del Picouder (fig. 15) offrent une particularité curieuse ; le dipyre y forme de longs cristaux régulièrement dentelliformes, dans les cavités desquels ont cristallisé du mica, de la calcite, et s'est parfois déposée de la matière charbonneuse. Le dipyre est moulé par de grandes plages d'un pyroxène incolore en lames minces.

Cette cornéenne passe insensiblement à un calcaire dans lequel les mêmes minéraux sont noyés dans de la calcite très riche en paillettes microscopiques de mica.

Parmi les cornéennes à dipyre du vallon de Nadaliss, quelques-unes présentent de remarquables phénomènes d'écrasement.

d. *Roches amphiboliques*

En même temps que les cornéennes, se rencontrent des roches amphiboliques se rapprochant de celles que j'ai décrites à Lordat. Ce sont des roches à grands éléments de dipyre et d'amphibole d'un vert très pâle. Ce dipyre ne forme cependant pas de cristaux très distincts, mais plutôt des taches arrondies constituées par un ou plusieurs cristaux criblés de ponctuations de biotite ; il existe parfois un peu de pyroxène grenu et de sphène.

Dans la coupe représentée par la fig. 15, on voit qu'au milieu d'un calcaire riche en cristaux d'amphibole verte (*b*), se trouvent des roches accidentelles entièrement silicatées (*β*); elles offrent un grand intérêt, car elles présentent une analogie frappante de caractères extérieurs, avec les ophites altérées et les roches d'origine douteuse, qui seront étudiées plus loin dans d'autres gisements. A l'œil nu, on distingue dans cette roche des cristaux de dipyre qui se détachent en blanc sur de l'amphibole d'un vert presque noir.

Au microscope, on constate que les cristaux d'amphibole, très pléochroïques dans les teintes vert foncé, sont englobés dans de très grandes plages de dipyre (structure pœcilitique). Il n'y a pas d'autre minéral, qu'un peu de pyroxène en petits grains ou en facules dans l'amphibole.

Le passage de cette roche aux calcaires voisins, se fait par substitution de la calcite au dipyre.

L'origine métamorphique de cette roche n'est pas douteuse; elle ne constitue qu'un accident de quelques centimètres d'épaisseur au milieu des calcaires. Nous verrons plus loin que la transformation des ophites peut donner un résultat tout à fait identique, et cette preuve nouvelle de ce fait, que la nature prend souvent des voies différentes pour conduire à un résultat identique, n'est pas sans jeter quelque incertitude sur la recherche de l'origine de plusieurs pointements de roches, que j'ai découverts dans des régions où il existe côte à côte des ophites altérées et des roches métamorphisées par la lherzolite, et pour lesquelles aucune raison stratigraphique ne porte à adopter une hypothèse plutôt qu'une autre.

§ VI. — FORÊT DE FREYCHINÈDE

J'ai signalé plus haut l'existence dans la forêt de Freychinède, de pointements de lherzolite qui s'espacent le long du chemin forestier, jusqu'au delà de la tourbière de Bernadouze. Sur un parcours de près de 5 km., le chemin forestier laisse voir, partout où la roche en place a été mise à nu, des traces de roches métamorphiques; malheureusement elles sont très altérables; recouvertes de végétation, elles ne tardent pas à se déliter, donnant des terres noires et vertes très caractéristiques, au milieu desquelles apparaissent çà et là, quelques fragments ayant échappé à la décomposition.

Un peu avant d'arriver à la maison de garde de l'Escourgeat, et à un tournant du chemin, on rencontre un petit ruisselet qui tombe en cascade. Sur sa rive droite et peu au-dessus du chemin, des recherches infructueuses de minerai de fer ont été entreprises autrefois, et il est facile d'y faire une ample collection de roches métamorphiques en place et très fraîches. A une centaine de mètres en amont du chemin, s'ouvre une sorte de cirque marécageux, limité par les contreforts calcaires du pic de Gréoula. Au fond de ce cirque sous la brèche calcaire, se voit un petit pointement de lherzolite. Une masse plus importante de la même roche s'observe sur la rive gauche du ruisseau, c'est un prolongement du massif de l'Escourgeat qu'entame le chemin forestier.

Vis-à-vis l'un des trous de recherches de minerai de fer, le ruisseau coule au contact de la lherzolite et des roches modifiées. A quelques mètres de la rive droite, affleure au milieu de la forêt, une ophite très dipyrisée qui est également visible plus à l'est le long du chemin forestier.

Il m'a été impossible de préciser les relations pouvant exister entre cette ophite et la lherzolite. Mais comme les calcaires métamorphiques se voient en contact de la lherzolite et sont modifiés de la même façon que les calcaires argileux du bois de Fajou, il me paraît logique d'attribuer leur métamorphisme à la lherzolite plutôt qu'à l'ophite. La brèche calcaire dont on observe des lambeaux sur le bord du chemin forestier près de la petite cascade, renferme au contact de la lherzolite des galets de celle-ci, et des galets d'ophite au contact de cette roche.

Les *calcaires micacés*, les *schistes micacés tachetés à dipyre* et les *cornéennes* de ce gisement, sont si parfaitement identiques aux roches similaires du bois du Fajou, qu'elles ne peuvent en être distinguées, et que je n'ai pas à y revenir.

Les gisements de la forêt de Freychinède, renferment en outre de ces roches métamorphisées des calcaires à amphibole et surtout des roches très amphiboliques, analogues aussi à celles que j'ai déjà étudiées au bois du Fajou ; elles sont bien plus abondantes et bien plus variées que dans ce dernier gisement.

Ces roches offrent à l'œil nu l'apparence d'amphibolites ; elles dérivent des calcaires par diminution progressive de la teneur en calcite. L'*amphibole* est d'un vert plus foncé que la variété commune à Lordat ; elle est accompagnée de mica, d'anorthite, de tourmaline.

L'*anorthite* est généralement grenue, souvent non maclée, tantôt peu abondante, et comme noyée au milieu des autres éléments, tantôt au contraire presque dominante, et formant alors une mosaïque de petits grains au milieu de laquelle se détachent de longues aiguilles d'*amphibole*. Celle-ci est alors extrêmement riche en inclusions de petits granules pyroxéniques ; ce dernier minéral n'existe pas autrement dans la roche qui en outre est riche en rutile.

Quelques échantillons très micacés renferment en grande abondance de la *tourmaline* et très rarement du *spinelle*.

Sur le bord du ruisseau, j'ai recueilli une sorte de cornéenne noire, constituée par des aiguilles d'*amphibole* d'un jaune verdâtre, associées à des cristaux plus grands ayant à leur centre du *pyroxène* verdâtre. Cette amphibole est noyée dans du *labrador* et du *dipyre* grenus. Je ne puis me prononcer sur l'origine de cette roche qui est peut être métamorphique comme les précédentes, mais qui aussi pourrait être une variété de l'ophite voisine, dont le feldspath se transformerait en dipyre grenu, et le pyroxène en amphibole. Je dois reconnaître que la structure ophitique n'est pas visible dans cette roche, ce qui me fait pencher pour l'origine métamorphique. Nous verrons dans d'autres gisements des incertitudes du même genre.

Développement drusique de zéolites. — Les roches métamorphiques de ce gisement et particulièrement les schistes micacés sont plus riches en zéolites, que les roches du bois du Fajou ; j'y ai observé des surfaces de plus de trois déci-

mètres carrés couvertes de beaux cristaux de *chabasie*, avec *christianite*, *thomsonite*, etc. Ce gisement est, à ce point de vue, fort remarquable.

§ VII. — MONTÉE DU PORT DE MASSAT [1], ENTRE BERNADOUZE ET LE PORT

Le sentier conduisant au port de Massat suit la rive gauche de la vallée de Suct à partir de la tourbière de Bernadouze; si on gravit les dernières pentes séparan du port, en suivant non le sentier mais les escarpements qui bordent la rive droite de la vallée, on voit affleurer, çà et là et jusqu'au port, des calcaires noirs, que je considère comme le prolongement de ceux de la forêt de Freychinède, dont je viens d'étudier les transformations. Ils sont à plusieurs centaines de mètres, et parfois à près d'un kilomètre des pointements *apparents* de lherzolite de la chaîne calcaire reliant Bernadouze à l'étang Lherz, qui vont être étudiés dans les paragraphes suivants.

Ces calcaires noirs sont identiques à ceux que l'on trouve au port de Saleix et à l'étang de Lherz. Ils présentent les mêmes grands cristaux noirs de *dipyre* pouvant atteindre 4 cm. de longueur sur 3 mm. de diamètre. Le calcaire métamorphique, à une aussi grande distance de la lherzolite, n'a pas perdu la matière charbonneuse qui la colore de même que le dipyre. Ce dernier minéral étant clairsemé dans le calcaire a pu prendre des formes nettes [m (110), h^1 (100)]. Ce gisement est un de ceux dans lesquels il est possible de recueillir les plus beaux échantillons de dipyre.

Au microscope, on constate que la matière colorante noire de ce calcaire est inégalement distribuée ; manquant presque complètement dans les grandes plages de calcite, elle est abondante au contraire dans des plages plus petites et parfois micocristallines. Au milieu de cette calcite sont disséminés, en outre, les cristaux macroscopiques de *dipyre*, des paillettes d'un *mica* (à deux axes rapprochés) presque incolore en lames minces et de petites plages irrégulières d'*orthose* généralement riche en inclusions charbonneuses.

§ VIII. — RÉGION COMPRISE ENTRE LE PORT DE MASSAT ET L'ÉTANG DE LHERZ

Quand après avoir dépassé les gisements lherzolitiques de Bernadouze, on franchit le port de Massat, on rencontre de nombreux pointements de lherzolite dans les ravins, qui du sud viennent déverser leurs eaux dans le ruisseau du Bastard. En allant de l'est à l'ouest, ces ravins sont désignés sous les noms de ravins de Lherz, de l'Homme-Mort, de la Plagnole et de la Piède. [2]

[1] Ce port est aussi appelé port de Suc.

[2] Je dois la connaissance du nom de tous les ravins de cette région, à l'obligeance de M. Jauze, de Massat ; aucun d'entre eux n'est nommé sur la carte d'état-major.

Le ravin de la Plagnole est dominé au sud-est par un pic pointu de lherzolite, le pic de la Fontète rouge, ainsi appelé à cause d'une fontaine située sur son flanc sud, près d'un petit col qui permet de descendre dans le vallon de Girantos allant aboutir au sud de la butte lherzolitique de Lherz.

Cette petite fontaine sourd au contact de la brèche lherzolitique supérieure et d'un banc de calcaire liasique profondément modifié à son contact avec la lherzolite. La planche III représente une photographie de ce contact, faite de la Fontète rouge. Je ne reviendrai pas sur les particularités de ce contact, que j'ai signalées page 17. Les échantillons étudiés ont été recueillis soit à la Fontète rouge, soit à deux cents mètres plus à l'est, sur le revers est, du pic au fond du ravin de l'Homme-Mort. En ce point, la lherzolite recouvre un lambeau de roches métamorphisées (fig. 3, page 11).

Ces assises métamorphisées font partie d'une bande dirigée sensiblement N. O.-S. E, qui plonge vers le N. E. On peut la suivre à l'est et à l'ouest de la Fontète rouge ; à l'est, sur les escarpements est du ravin de l'Homme-Mort, à l'ouest, à un petit col séparant le ravin de la Plagnole de celui de Girantos.

A. Fontête rouge.

Les roches métamorphisées sont variées dans ce gisement, bien qu'elles n'affleurent que sur une petite surface ; des éboulis en cachent du reste une partie.

a. Calcaires à minéraux.

Les calcaires métamorphiques de ce gisement sont généralement très riches en minéraux ; ces derniers sont les suivants : *dipyre*, *pyroxène*, *amphibole*, *bytownite*, *orthose*, *biotite*, *sphène*, *pyrite*. Ils sont quelquefois associés d'une façon quelconque, mais souvent aussi, surtout au bord des bancs entièrement silicatés, leur groupement fait prévoir le passage à l'un des types de roches qui vont être décrits ci-après et dont ils ne diffèrent que par l'abondance plus ou moins grande de la *calcite*, dans laquelle leurs éléments sont pour ainsi dire dilués.

Les calcaires passant aux schistes micacés à feldspaths, sont particulièrement fréquents. La seule particularité digne d'être notée, consiste dans l'absence de formes géométriques dans les minéraux constitutifs, sauf toutefois dans le mica et l'amphibole Celle-ci est parfois allongée suivant l'axe vertical et englobe tous les autres éléments qui semblent être venus se concentrer au milieu d'elle. Quelquefois le cristal d'amphibole est réduit à un ciment d'orientation uniforme réunissant un grand nombre de grains de bytownite, de pyroxène, de calcite, etc. (structure pœcilitique).

Il est fort curieux de voir que dans tous ces calcaires métamorphiques les feldspaths (*orthose* ou *bytownite*) sont dépourvus de formes géométriques, alors que l'albite d'autres gisements formés dans des conditions similaires présente toujours des cristaux remarquablement distincts.



Sohier et Campy, 33, rue Hallé. — Paris

Contact de la Lherzolite

et des Calcaires liasiques profondément métamorphisés

b. *Schistes micacés.*

Les schistes micacés de ce gisement ne sont pas tachetés comme ceux de la vallée de l'Ariège et de Vicdessos ; ils sont peu fissiles et parfois régulièrement pointillés de blanc sur un fond micacé noir. J'y ai rencontré les types suivants :

α. *Schistes micacés à feldspaths seuls.* — Le type le plus simple et le plus commun est constitué par un mélange de grains d'environ 0 mm. 10 d'*orthose* et de *bytownite*. moulées par de la *biotite*. Quand on examine cette roche au microscope en lumière naturelle, on croit voir un schiste micacé de contact de granite. Le mica est orienté et détermine la schistosité de la roche. L'orthose et la bytownite sont tantôt mêlées sans ordre, tantôt grossièrement isolées dans des lits spéciaux L'orthose non maclée à bissectrice aiguë négative et axes optiques très rapprochés, se distingue aisément, par sa réfringence et sa biréfringence plus faibles, de la bytownite quand celle-ci n'est pas maclée suivant la loi de l'albite; quand ces macles existent, un des systèmes de lames hémitropes est généralement très prédominant, ce qui rend aisée l'étude optique ; je n'ai pas constaté l'existence de la macle de la pericline, pas plus que celle de Colsbad.

Ces feldspaths dont les grains ont environ 0,10, se prêtent bien à l'application du procédé Becke pour la mesure des réfringences tel qu'il a été perfectionné par M. Michel Lévy [1]. J'ai pu constater sur des plages noyées dans une solution de tungstoborate de cadmium que la valeur du plus petit indice de ce feldspath était plus grande que celle de l'indice maximum du labrador et très voisine de celle de l'indice minimum de l'anorthite de la Somma. Le maximum de l'angle d'extinction dans la zone de symétrie de la macle de l'albite atteint 45° : le minéral est attaquable par les acides. Son identification avec la bytownite est donc légitime.

En outre des éléments précités, il existe un peu de *sphène* et d'une substance noire opaque (matière charbonneuse ?)

Un autre type ne renferme pas d'orthose, mais seulement de la *bytownite* comme élément feldspathique ; du *pyroxène* se développe au milieu du *mica* qu'il remplace presque complètement dans certains lits qui tranchent par leur couleur blanche sur la teinte foncée des parties très micacées. Il subsiste parfois un peu de *calcite* dans ces lits pyroxéniques ; c'est là le passage aux calcaires à minéraux.

Dans ces roches, le mica moule les grains des éléments blancs. La roche ressemble alors à un schiste micacé (fig. 16), ou bien forme des lamelles à contours distincts en partie moulées par les minéraux blancs; dans ce cas, la roche offre l'apparence d'un micaschiste (fig. 17).

β) *Schistes micacés à feldspaths et dipyre.* — Les schistes de cette catégorie ne diffèrent en rien par leurs caractères microscopiques de ceux de la précédente. Ils sont assez variés et peuvent contenir en fait de feldspaths, soit de l'*orthose*, soit

[1] *La détermination des feldspaths tricliniques en lames minces.* Paris, Baudry. 1894.

de la *bytownite* seule, soit enfin le plus souvent ces deux minéraux réunis. Le *dipyre* s'y trouve en grande abondance, en grains de la même dimension que

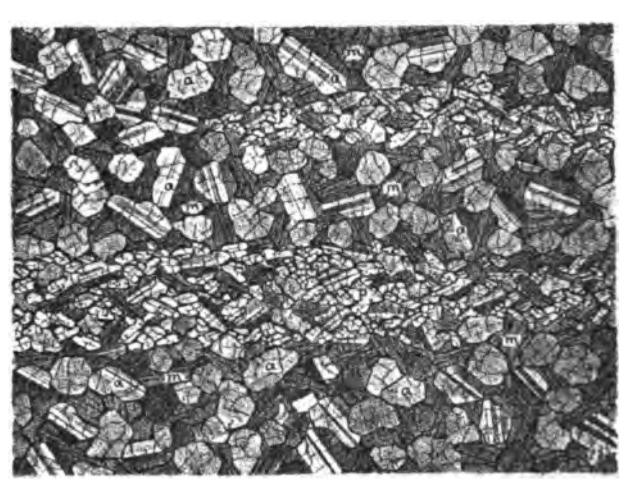


Fig. 16. — Schiste micacé feldspathique de la Fontète rouge.
Bytownite (*a*) moulée par de la biotite (*m*) ; le pyroxène (*p*) se sépare dans des lits distincts.

ceux des feldspaths et en grands cristaux souvent déchiquetés et dentelliformes, qui englobent un grand nombre de paillettes de *biotite*, orientées dans leur hôte comme à l'extérieur.

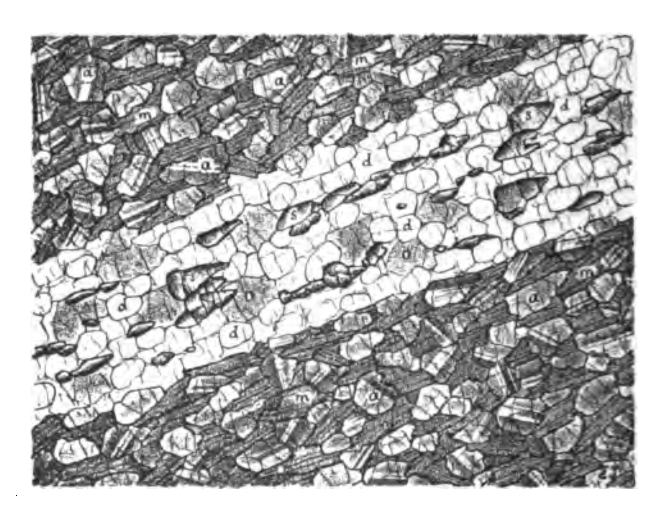


Fig. 17. — Schiste micacé de la Fontète rouge.
Bytownite (*a*) et biotite (*m*) avec lit de cornéenne formée de dipyre (*d*), orthose (*o*) et sphène (*s*).

De même que dans les types précédents, ces deux catégories de schistes micacés renferment des zones blanches ; elles sont formées presque exclusivement par du *dipyre* et des *feldspaths* avec un peu de *pyroxène* et beaucoup de *sphène* en

cristaux fusiformes. Ce minéral est moins abondant que dans les parties micacées. Quand ces zones blanches deviennent suffisamment épaisses, elles constituent les véritables cornéennes dont il va être question plus loin.

Plusieurs des schistes micacés qui viennent d'être décrits renferment quelques gros grains de *grenat almandin* qui n'a pas été vu comme élément microscopique.

c. *Cornéennes.*

Il existe plusieurs types de cornéennes.

α. Cornéennes feldspathiques. — Les cornéennes de ce type sont peu ou pas rubanées et très inhomogènes. Dans une même préparation, on trouve des régions exclusivement composées d'*orthose* grenue, moulées par de la *biotite* et accompagnées de *pyroxène*, à côté d'autres riches en outre en *anorthite* et en *amphibole* d'un vert foncé qui, jouant le même rôle que le mica, moule les feldspaths.

Le pyroxène et l'amphibole se concentrent parfois en nids de quelque étendue. A part l'amphibole, qui atteint fréquemment 2^{mm}, les éléments de cette roche ont en moyenne $0^{mm},10$ de plus grande dimension.

β. Cornéennes rubanées à dipyre et à feldspaths. — Ces roches, auxquelles j'ai fait allusion plus haut, dérivent des schistes micacés; elles s'en distinguent par la moindre abondance du mica qui s'isole quelquefois en petits paquets parallèles au rubanement de la roche.

Suivant les échantillons, l'*orthose* est seule ou associée à la bytownite; il existe toujours beaucoup de *pyroxène* en grains, sans contours nets; celui ci est accompagné d'une *amphibole* très pléochroïque dans les teintes vert foncé; le *dipyre*, toujours présent, forme souvent des cristaux plus gros que tous les autres éléments. Les variations de composition de cette roche tiennent surtout à la variabilité de l'importance relative de l'amphibole et du mica; dans un des échantillons que j'ai examinés, le mica renferme des inclusions (entourées d'auréoles pléochroïques) d'un minéral que je n'ai pu déterminer, faute de sections suffisantes; il offre une assez grande analogie avec l'*allanite.*

γ. Cornéennes à dipyre seul. — Ces cornéennes sont quelquefois à grains fins comme les précédentes, mais souvent aussi elles sont à grands éléments de plusieurs centimètres de plus grande dimension. Elles sont très variées, je décrirai deux des types les plus communs.

L'un est exclusivement formé de *dipyre*, de *pyroxène*, d'*amphibole* avec un peu de *sphène*. Le dipyre est grenu; souvent un grand nombre de grains ayant en moyenne $0^{mm},10$ se groupent en s'orientant grossièrement les uns sur les autres pour former une plage de plusieurs millimètres carrés qui offre l'apparence d'un individu unique quand on la place dans une des positions de maximum d'éclairement. Le pyroxène est d'un vert pâle en lames minces, alors que celui de toutes les roches précédentes est incolore dans de semblables conditions. L'amphibole est vert foncé. Ces deux minéraux se concentrent dans des lits parallèles.

Le second type est à grands éléments ; il a la même composition que le précédent, avec cette différence toutefois que l'amphibole y est peu abondante et qu'elle existe surtout en facules dans le pyroxène. Ce minéral se présente en cristaux de 1 à 2 millimètres ; ils sont dentelliformes et englobés par des cristaux beaucoup plus grands de dipyre. Cette roche est riche en *sphène*.

Dans un échantillon de ce type, renfermant encore un peu de *calcite*, le pyroxène est en partie grenu et même cristallitique dans le dipyre, qui contient de longues inclusions ferrugineuses noires, orientées dans la direction de son axe vertical.

d. *Roches amphiboliques.*

Les roches à amphibole dominante ne sont pas communes dans ce gisement. J'ai cependant recueilli des échantillons dans lesquels une *amphibole* d'un vert clair, en cristaux de plusieurs millimètres, est englobée dans un mélange à moindres éléments de *dipyre* et de *pyroxène* incolore, imprégné de *mica* de couleur jaune pâle.

Tandis que toutes les roches métamorphiques de ce gisement sont très pauvres en *tourmaline*, celle qui m'occupe ici, au contraire, renferme une grande quantité de ce minéral ; il est d'un vert bleu et en partie inclus dans l'amphibole.

Examen microscopique des déformations mécaniques subies par les roches métamorphiques.

Lorsqu'on examine avec soin le banc de calcaire métamorphisé en contact avec la lherzolite (Pl. III. 1), on constate qu'il a subi des déformations mécaniques puissantes qui doivent être mises sur le compte de l'intrusion de la lherzolite. La roche sédimentaire est devenue bréchiforme, mais la brèche ainsi formée est bien différente comme structure de la brèche lherzolitique.

Les assises sédimentaires modifiées étaient originellement constituées par une succession de lits argilo-calcaires et de calcaires. Les uns ont été simplement transformés en calcaire cristallin plus ou moins riche en minéraux, alors que les autres ont été totalement silicatisés.

Au moment de l'intrusion de la lherzolite et alors que les modifications dont il vient d'être question étaient en voie d'accomplissement ou accomplies, l'ensemble de ces roches a été soumis à de violents efforts mécaniques ; les calcaires se sont facilement écrasés, mais il n'en a pas été de même des bancs silicatés qui se sont rompus et ont été quelque peu charriés dans le calcaire qui a pu facilement pénétrer entre leurs fragments. La preuve de l'exactitude de cette interprétation est donnée par les faits suivants : 1° ces brèches n'existent qu'au contact immédiat de la lherzolite ; elles ont donc été produites par cette roche ; 2° les fragments de la brèche sont en général peu déviés de leur position originelle, et à la Fontête-Rouge, avec un peu de patience, il est pos-

sible de suivre dans la brèche les pérégrinations des fragments d'une même couche de quelques centimètres d'épaisseur.

L'examen microscopique de quelques échantillons va du reste faciliter l'interprétation des brèches macroscopiques.

Un échantillon d'une cornéenne à dipyre du premier type décrit plus haut est traversé par une diaclase ayant environ 1^{mm} de largeur ; elle est remplie par les éléments de la roche (*dipyre, pyroxène, amphibole*) concassés en petits grains inégaux, séparés les uns des autres par un peu de matière amorphe incolore qui est le résultat d'un commencement de décomposition du dipyre. Il est facile de voir que cette poussière cristalline résulte de la destruction sur place des parois de la diaclase qui ont été frottées l'une contre l'autre. Ces produits écrasés se sont écoulés dans la diaclase, car on voit parfois une zone amphibolique coupée en deux par la fissure et cimentée par du dipyre venant de quelques millimètres plus loin.

Des phénomènes analogues sont fort nets dans un calcaire à *bytownite, pyroxène* et à *amphibole*, dans lequel les silicates se sont isolés en petits lits parallèles n'ayant pas plus de $0^{cm},5$ d'épaisseur; ils ont subi en petit les dislocations qui se voient en grand dans le gisement qui nous occupe : les grains de calcite sont écrasés, les lits silicatés sont triturés, et au milieu d'eux se sont développés de larges sphérolites de *thomsonite* fibreuse. Par places, il y a eu formation d'une véritable brèche microscopique, dont les éléments sont constitués par des fragments de calcaire et d'agrégats silicatés.

Il me reste maintenant à décrire les véritables brèches de friction, qui sont surtout abondantes au-dessus de la Fontète-Rouge J'ai trouvé en effet au contact immédiat de la lherzolite, un point où la roche éruptive a pénétré dans le calcaire sur quelques décimètres, le bouleversant et donnant ainsi naissance à des roches extrêmement curieuses. Malheureusement, l'affleurement est très décomposé et j'ai dû travailler au pic pendant près d'une demi-journée pour n'abattre que quelques fragments à peu près intacts.

Au microscope, on constate que ces roches sont formées par une brèche microscopique dans laquelle des fragments intacts des divers types de roches métamorphiques, décrits plus haut, sont réunis par leurs débris. Il n'y a pas eu charriage, car on ne trouve guère de mélange de roches dans une même plage ; il y a eu trituration sur place. On ne distingue généralement pas de ciment, mais çà et là des plages irrégulières de calcite non écrasée, moulant des fragments anguleux entièrement silicatés qui sont surtout composés par du pyroxène, du mica. Ces minéraux sont parfois implantés mi-partie dans le calcaire, mi-partie dans une zone de débris, ce qui indique leur postériorité à l'écrasement.

Ce fait me semble démontrer que les émanations ayant accompagné la roche, continuaient à jouer leur rôle métamorphisant pendant la mise en place de la lherzolite et opéraient la consolidation de la brèche pendant même qu'elle se produisait. Quand on examine une plaque taillée au contact immédiat de la lherzolite et de cette brèche, on trouve généralement dans cette dernière des fragments

des divers minéraux de la lherzolite. Les éléments de celle-ci sont plus ou moins brisés, mais la roche ne présente aucune trace de modification endomorphe. Au moment de l'intrusion. la lherzolite devait être en partie solidifiée, car dans un des échantillons que j'ai examinés, on voit une fente microscopique de la roche éruptive remplie par des éléments métamorphiques bréchiformes qui ont été pour ainsi injectés dans la fissure.

La lherzolite est par places séparée des assises métamorphiques bréchiformes par une zone atteignant 8^{cm} et formée par une brèche à très fins éléments que sa couleur jaune fait prendre, au premier abord, pour une brèche lherzolitique. L'examen microscopique montre cependant que cette brèche est exclusivement formée par la trituration des roches métamorphiques, et qu'elle doit sa coloration à des produits ferrugineux secondaires. Elle possède la même structure que les brèches décrites plus haut, avec cette différence toutefois que les fragments intacts y sont moins abondants.

B. Petit col au fond du ravin de la Plagnole.

Quand, en montant au pic de la Fontête-Rouge, on arrive au fond du ravin de la Plagnole, si, au lieu de gravir les pentes de gauche qui conduisent au pic, on grimpe sur les escarpements de droite, on rencontre d'abord la lherzolite au-dessus de laquelle se trouvent des calcaires blancs dont la partie inférieure est formée par une alternance de calcaires rubanés et d'assises schisteuses de couleur foncée. Ce sont les mêmes couches qui sont métamorphisées d'une façon si intense au pic de la Fontête-Rouge ; mais ici les éboulis ne permettent pas d'examiner leur contact immédiat avec la lherzolite.

Des calcaires rubanés, recueillis à 150 mètres du contact, renferment du *mica*, *pyroxène*, de l'*orthose*, du *sphène*, etc., et ne diffèrent des échantillons de la Fontête-Rouge que par la moindre abondance et la plus petite taille des minéraux métamorphiques.

Grès métamorphisés.

Arrivé en haut de l'escarpement, on trouve un petit col d'où l'on domine le grand ravin de Girantos. Mon attention a été attirée à quelques mètres du col (versant sud) par des bancs d'une roche d'une couleur rosée, alternant avec les calcaires rubanés précités ; cette roche est intéressante à cause de sa composition, c'est un *grès*, lui aussi profondément métamorphisé.

Au microscope, on constate que la roche est en grande partie formée de *quartz* grenu renfermant une quantité prodigieuse de petits grains de *rutile* ; elle contient en outre des cristaux à formes nettes d'une *tourmaline* à peine teintée de jaune pâle en lames minces, des houppes de *sillimanite*, et enfin des squelettes cristallitiques d'*andalousite* et de *sillimanite*, présentant les groupements à axes parallèles que j'ai décrits dans diverses roches métamorphiques[1].

[1] *Minéralogie de la France*, p. 29 et fig. 9 et 21.

C'est l'andalousite qui est l'élément dominant de ces groupes, atteignant plusieursmillimètres de longueur. Le quartz a été complètement remis en mouvement, car tous les grains de la roche sans exception renferment des inclusions de rutile qui est le minéral le plus ancien.

Il n'est pas sans intérêt de faire remarquer l'étonnante similitude de ce quartzite métamorphisé par la lherzolite avec ceux que transforme le granite.

C. Bas du ravin de la Plagnole.

En bas du ravin de la Plagnole, et peu après avoir laissé à droite un pointement de lherzolite, j'ai trouvé au milieu du ravin une petite butte ayant la forme d'une taupinière et élevée de 5 ou 6 mètres seulement ; elle est constituée par une roche verte offrant la plus grande analogie de caractères extérieurs avec les ophites de la forêt de Freychinède ; elle est un peu bréchiforme par places.

L'examen microscopique conduit aux résultats suivants. La roche est essentiellement formée d'*andésine* et d'une *amphibole* d'un vert très foncé. Cette amphibole se présente soit en petites plages, soit en grand cristaux dentelliformes moulant l'andésine grenue. Il existe un peu de *pyroxène* incolore en lames minces en facules dans l'amphibole et enfin une petite quantité de dipyre postérieur au feldspath.

Les brèches sont identiques comme structure aux brèches de contact de Freychinède ; elles renferment de petits fragments intacts, cimentés par des débris des éléments précités auxquels se joignent de grandes lames de mica noir froissé.

Quelle interprétation faut-il donner à cette roche qui se trouve à une petite distance de la lherzolite, mais non à son contact immédiat ? Est-ce une ophite ou une roche de contact ? Contre la première hypothèse plaide sa structure qui est différente de celle de toutes les ophites pyrénéennes ; le feldspath est franchement grenu ; l'amphibole me paraît primaire. Bien que ce minéral soit postérieur au feldspath, la structure ne peut être assimilée à la structure ophitique, elle est au contraire très analogue à celle de plusieurs roches de contact de la Fontête rouge qui est à peu de distance: elle rappelle notamment les variétés de schistes micacés feldspathiques renfermant de l'amphibole. Néanmoins, contre l'hypothèse d'une roche de contact, on peut objecter l'homogénéité de cette masse rocheuse à opposer à la variabilité de toutes les roches de contact décrites dans ce mémoire. Il est vrai que l'on pourrait tourner la difficulté en considérant cette roche comme le résultat du métamorphisme de couches différentes de celles que j'ai précédemment étudiées: tandis que ces dernières sont très hétérogènes et par suite donnent par leur métamorphisme des roches très différentes, celles qui nous occupent au contraire pourraient avoir été originellement homogènes et dès lors on s'expliquerait l'homogénéité du produit de leur transformation. Nous nous trouvons donc ici en présence

d'un cas analogue à celui que j'ai signalé plus haut dans la forêt de Frey chinède et à celui dont il va être question plus loin à Lherz.

D. Prolongement vers l'est (ravin de l'Homme mort) des couches métamorphiques de la Fontête rouge.

Les couches métamorphisées de la Fontête rouge reparaissent comme je l'ai dit plus haut en haut du ravin de l'Homme mort sur le flanc est du pic. Elles se prolongent sur les escarpements droits de ce même ravin qui est parallèle à celui de la Plagnole. Elles sont constituées par des alternances de calcaires rubanés et de schistes noirs qui tombent en décomposition.

Leur couleur foncée tranche sur les calcaires blancs avoisinants ; un couloir rapide est creusé au milieu de ces couches qui s'émiettentau contact de l'air et ne supportent aucune végétation.

La lherzolite n'existe pas au contact immédiat de ces roches situées à plus de 600 mètres de la Fontête rouge, aussi les modifications minéralogiques qu'elles ont subies sont-elles moins intenses que celles qui ont été décrites plus haut, bien qu'elle se soient effectuées strictement sur le même plan. Elles offrent une grande analogie avec les roches métamorphisées de Prades. Il est intéressant de remarquer que tandis que sur le flanc gauche de ce ravin les couches en contact avec la lherzolite ne renferment plus de matières charbonneuses, celles du flanc droit, au contraire, en renferment encore en abondance.

a. *Calcaires à minéraux.*

Les calcaires sont rubanés et sur les surfaces lavées par les eaux on voit apparaître en relief des lits compacts jaunâtres ayant résisté à la dissolution partielle qui a entamé le calcaire.

Au microscope, on constate que celui-ci renferme des inclusions charbonneuses des paillettes d'un mica incolore en lames minces, des grains d'orthose, de sphène et de pyroxène. Parfois ce dernier minéral se présente en grand cristaux dendriformes. Ces divers minéraux renferment souvent un pigment charbonneux ; ils sont disposés suivant des lits parallèles et quand ils deviennent assez abondants, ils passent aux lits compactes dont il va être question.

b. *Cornéennes*

Les roches de ce groupe ne renferment presque plus de mica, et plus du tout de calcite. Elles sont constituées par un agrégrat de petits grains (0 mm. 10 environ de plus grande dimension) des divers éléments énumérés plus haut ; le *pyroxène* est englobé par l'*orthose*. Ce dernier minéral n'est pas maclé et on le prendrait au premier abord pour du quartz,si sa biréfringence n'était plus faible

et s'il n'était aisé de constater le signe négatif de sa bissectrice aiguë ; l'écartement des axes optiques est faible. Des essais microchimiques ont été faits sur de petits grains isolés par l'iodure de méthylène ; ils ont confirmé le diagnostic optique.

b. *Schistes micacés*

Les lits schisteux intercalés dans les calcaires et les cornéennes qui viennent d'être étudiés ne laissent voir à l'œil nu que de très fines paillettes de mica. Dans les lames minces, on constate que ces roches offrent la même structure et la même composition minéralogique que les schistes micacés feldspathiques de la Fontête rouge, avec cette différence toutefois qu'ils sont à grains excessivement fins.

En lumière naturelle, on distingue des éléments incolores (*feldspaths*) associés à des grains peu abondants de *pyroxène*, de nombreuses baguettes de *tourmaline* d'un gris souris foncé. de globules charbonneux, du sphène. Tous ces minéraux sont moulés par de la *biotite*.

Les feldspaths sont formés par de l'*orthose* et de la *bytownite* présentant dans leurs proportions mutuelles et dans leur structure les mêmes variations que dans les schistes de la Fontête rouge. Leurs petites dimensions rendent parfois leur étude optique fort pénible.

Dans les lames minces, on constate que la trame micacée a beaucoup moins d'importance que ne le faisait supposer l'examen à l'œil nu ; c'est là du reste un fait qui est fréquent dans les roches de ce genre.

E. Etang de Lherz

Il eût été fort intéressant d'observer le contact des calcaires liasiques et de la masse de lherzolite de l'étang de Lherz qui est de beaucoup la plus importante de tous les gisements ariégeois. J'ai suivi pas à pas le massif en question et j'ai constaté qu'il ne se trouve en contact qu'avec la brèche calcaire supérieure qui, ainsi que je l'ai établi plus haut, lui est postérieure et en renferme des galets.

Le contact de la brèche calcaire et de la lherzolite se fait avec quelques irrégularités très près du thalweg des vallons qui limitent cette butte au sud. Quand, en partant du pied du pic de Montbeas, on suit ce contact, dans le vallon d'Artigou, on arrive à un petit col limité au nord par la lherzolite et au sud par le pic d'Artigou, un des contreforts calcaires du Tuc d'Agnès. En ce point précis, la brèche calcaire au lieu d'être exclusivement constituée par des fragments de *calcaires blancs*, cimentés par du calcaire blanc, renferme en abondance des roches de couleur foncée du lias inférieur offrant des transformations métamorphiques analogues à celles qui ont été décrites dans les gisements précédents.

Ce sont d'abord des calcaires cristallins colorés en gris noir par un peu de matière charbonneuse et renfermant de longs cristaux de *dipyre*, d'*actinote* très allongés suivant l'axe vertical, de *dipyre* et d'*actinote* avec ou sans *sphène* et *mica*. Ces minéraux ainsi que les plages de calcite fixent généralement de la matière charbonneuse sur leur périphérie.

D'autres échantillons sont rubanés et contiennent du *dipyre* et de l'*orthose* grenue, associés à du *mica* et de la matière charbonneuse. Ces silicates sont disposés en lits imparfaitement parallèles, rappelant par leur structure les lits silicatés des calcaires zonés de la Somma. Les plages de calcite sont très maclées et un peu allongées avec axe d'allongement joignant deux zones silicatées.

Enfin en beaucoup plus grand nombre se trouvent des fragments de schistes noirs dans lesquels au microscope, on voit de nombreuses paillettes de *mica*, des grains d'*orthose*, de *quartz* et de *calcite*, disséminés au milieu de très nombreux granules charbonneux. Beaucoup d'entre eux renferment de grands cristaux de *dipyre* de plusieurs millimètres de longueur qui au microscope se montrent curieusement dentilliformes dans de la calcite. Ils sont riches en matière charbonneuse et pauvres en inclusions de mica.

Ces schistes sont l'équivalent de ceux que nous retrouverons au port de Saleix, intercalés dans les calcaires du lias moyen ; ils s'altèrent facilement a l'air, aussi en ce point la brèche est-elle en voie de destruction.

La brèche calcaire ne renfermant jamais que des fragments de roches en place à peu de distance, et d'autre part, ces schistes et ces calcaires avec des caractères voisins se retrouvant non loin de là au-dessous de la brèche calcaire, on peut affirmer que dans le point considéré, les assises du lias moyen se trouvent à fort peu de mètres en profondeur et tout près de la lherzolite.

Après avoir passé le col dont je viens de parler, on entre dans le vallon de Girantos qui se continue au sud-est jusqu'au pic du Mont Ceint ; il est dominé au sud par le Tuc des Paloumères, au nord par les crêtes d'où se détachent les ramifications conduisant au ravin du Bastard et parmi elles le pic de la Fontète rouge. Dans ce ravin se trouvent plusieurs orrys. Après avoir dépassé la première, en longeant toujours la lherzolite, on rencontre une fontaine à quelques mètres de laquelle j'ai trouvé, affleurant sur 4 mètres environ, une brèche métamorphique analogue à celle qui a été longuement décrite à la Fontète rouge. Bien que cette brèche ne se trouve qu'à quelques mètres de la lherzolite, le gazon empêche de voir le contact exact de ces deux roches.

Les éléments dominants de cette brèche sont des *schistes micacés à orthose et bytownite* [1], avec ou sans *dipyre*, identiques à ceux de la Fontète rouge, des cornéennes à *dipyre*, *pyroxène* et *sphène* rougeâtre pléochroïque, des cornéennes pauvres en *mica* ou dépourvues de ce minéral, constituées essentiellement par de la *bytownite* grenue, du *pyroxène* et un peu de *dipyre*. Le pyroxène forme fréquemment des cristaux porphyroïdes, bordés d'un grand nombre de petits grains du même minéral présentant la même orientation que le cristal central ou bien une orientation différente.

[1] Ils sont parfois riches en matière charbonneuse et un graphite.

Au milieu de ces cornéennes, se rencontrent fréquemment des noyaux ayant la composition des schistes micacés, mais ne renfermant alors que de la *bytownite*. Ces roches sont riches en *pyrite* et renferment du *sphène*.

Les échantillons recueillis dans la brèche sont intacts quand ils sont de grande taille ; ils sont cimentés par une brèche de friction identique comme structure à celle de la Fontête rouge.

L'identification de ces roches métamorphiques, d'une part avec celles de la Fontête rouge dont elles sont strictement les homologues et de l'autre avec les blocs calcaires de la brèche du col dont il vient d'être parlé et dont elles sont les équivalents complètement métamorphisés me paraît tout à fait légitime.

Dans le même gisement se trouvent des roches moins schisteuses absolument laminées et méconnaissables. Elles sont constituées par du pyroxène renfermant des inclusions noires diallagiques, par de la hornblende d'un vert foncé, et par un élément feldspathique indéterminable. Tous ces minéraux sont écrasés et grossièrement alignés. Se trouve-t-on là encore en présence d'une ophite puissamment dynamométamorphisée ou au contraire d'une roche de contact ? L'état actuel de la roche ne permet pas de le dire d'une façon certaine.

Contre la première hypothèse, on pourrait objecter l'absence d'ophite en place dans les alentours, mais il faut avouer que cet argument n'a pas grande valeur puisque les autres roches de la brèche n'affleurent pas davantage.

J'ai dit plus haut qu'il existait en place, près de l'étang de Lherz, des calcaires noirs analogues aux fragments métamorphisés de la brèche du col. Ces calcaires noirs, très riches en matière charbonneuse, se trouvent à l'ouest de l'étang, sur le chemin qui conduit au col d'Eret et à une centaine de mètres avant d'arriver au ravin qui traverse le chemin (planche I). Ils alternent avec des lits argileux plongeant vers le sud-ouest sous la brèche calcaire du pic de Montbéas qui en renferme des galets (fig. 8). Ils contiennent en abondance de très gros cristaux de *dipyre* noir identiques à ceux de la montée du port de Massat ; accidentellement, on trouve dans ces calcaires de la *pyrite*, de gros cristaux (?) de *quartz* blancs très fendillé, des paillettes de *mica*, etc.

§ IX. — PORT DE SALEIX

La figure 4 de la page 13 donne la coupe des assises calcaires situées entre le col de Saleix et le port du même nom. Les calcaires qui surmontent la brèche inférieure sont d'un blanc jaunâtre et plus souvent gris ou noirs; ils alternent avec des schistes et des quartzites noirs qui, en tombant en décomposition, donnent une terre noire permettant de reconnaître facilement de loin cette formation, dont les débris se rencontrent à la base de la brèche du jurassique supérieur.

J'étudierai successivement les calcaires, puis les schistes.

a. *Calcaires à minéraux*[1].

Les calcaires à grands cristaux de *dipyre* sont tout à fait identiques à ceux de Lherz. Le dipyre est plus ou moins riche en pigment charbonneux, il est parfois accompagné par de la *trémolite* en longues aiguilles et par quelques paillettes de *mica*. Ses cristaux présentent des faces très nettes dans la zone verticales. Ils ont été souvent brisés en tronçons séparés les uns des autres par des actions mécaniques postérieures à leur formation.

On a vu plus haut que c'est dans ces calcaires et particulièrement dans ceux qui alternent avec les lits schisteux que nous avons trouvé, M. de Lacvivier et moi, de nombreux fossiles : grands pectens(*p. æquivalvis ?*), bélemnites, tests d'acéphales, qui sont accompagnés de dipyre noir.

Ce gisement de dipyre est connu depuis longtemps. J. de Charpentier, puis Dufrénoy citent ces cristaux noirs comme type de leur *couséranite*.

Ces roches fournissent des échantillons de collection présentant la particularité assez rare de renfermer à la fois de fort beaux cristaux et des débris de fossiles.

J'ai recueilli en assez grande abondance des calcaires beaucoup moins cristallins que les précédents, contenant une quantité considérable de matière charbonneuse ; les cristaux de *dipyre* sont extrêmement abondants, et sur les surfaces altérées à l'air ils se détachent sous forme de grains ovoïdes. rappelant

[1] Le versant Est du port de Saleix est un des gisement les plus intéressants des Pyrénées au point de vue minéralogique. A 300 mètres environ au sud du port, on trouve des calcaires paléozoïques au contact du granite qui y développe de gros cristaux de *grenat grossulaire*, d'*idocrase*, de la *wollastonite*,alors que les schistes argileux se chargent *d'andalousite* et de *biotite* (schistes maclifères). Immédiatement au-dessous du port et sous la brèche inférieure liasique se rencontrent des gneiss, alternant avec des amphibolites et des cipolins dans lesquels j'ai trouvé en abondance de la *humite*, de la *chondrodite*, du *spinelle*, des *pyroxènes*, des *amphiboles*, de la *phologopite*, etc. Enfin à 50 ou 60 mètres au-dessus, se trouvent les *calcaires à dipyre* décrits ci-dessus.

Ces trois sortes de calcaires cristallins ayant chacun leurs minéraux spéciaux et chacun une origine différente, s'observent sur une surface de quelques centaines de mètres de diamètre. Les ravins dans lesquels ils affleurent viennent se réunir au pied du port de Saleix pour former le ruisseau de Saleix,et l'on voit à quelle conclusion erronée. au sujet de l'interprétation de l'origine des minéraux qu'ils contiennent, on arriverait, si l'on se contentait de recueillir ces calcaires dans les éboulis, sans vérifier la nature exacte de leur gisement.

Cette région est du reste intéressante à un autre point de vue, en montrant à peu de distance les uns des autres, des *calcaires paléozoïques* métamorphisés par le granite et des *calcaires jurassiques* modifiés par la lherzolite. Les différences *capitales* qui s'observent dans la nature des minéraux métamorphiques de ces deux catégories de roches seraient suffisantes à elles seules pour faire rejeter l'hypothèse de Durocher qui attribuait au granite un âge post secondaire et mettait sur le compte de cette roche le développement du dipyre dans les calcaires liasiques. Mais j'ai montré d'autre part (*C. R.* CXII, 1468 1891), qu'au port de Saleix, c'est le gneiss et non le granite qui a été figuré dans les coupes de Durocher et que cette roche se trouve en galets dans la brèche du lias inférieur, ce qui tranche définitivement pour cette région la question du prétendu granite post jurassique.

les grains d'orge. L'examen microscopique fait voir que ces cristaux doivent cette forme à des déformations mécaniques. Ils sont souvent brisés en plusieurs fragments, peu distants les uns des autres et séparés par de la calcite.

La matière charbonneuse s'est concentrée dans ces cristaux; tantôt elle est distribuée sans ordre, tantôt régulièrement et d'une façon analogue, sinon identique, à celle qui est caractéristique de la chiastolite. La même roche renferme de la *trémolite*, un peu de *mica*, de *sphène*.

b. *Schistes et quartzites micacés.*

Je ne sépare pas l'une de l'autre ces deux catégories de roches, elles ont en effet la même composition qualitative et ne diffèrent que par les proportions relatives de leurs éléments essentiels, *quartz*, *mica* et *matière charbonneuse*.

Quand le mica est très abondant, la roche est schisteuse, tendre, se délite facilement. Quand au contraire le quartz domine, la roche compacte, très résistante et sonore ne présente plus de schistosité, bien que sur les cassures fraîches, le mica se montre encore très abondant ; ces deux roches renferment souvent de la pyrite.

Ces *schistes micacés* sont parfois presque entièrement formés par de petites paillettes d'un *mica* incolore à deux axes optiques assez écartés ($2E = 50^{\circ}$) extrêmement riche en matière charbonneuse ; on n'observe qu'une petite quantité de grains quartzeux également salis par des inclusions d'une substance noire, qui moule souvent le mica.

Au milieu de ce fond, s'observent quelques cristaux de *sphène* et surtout de grandes taches de *dipyre*, englobant tous les éléments précédents. Quand la roche est à éléments très fins, une tache de dipyre renferme un nombre prodigieux de paillettes de mica et de grains quartzeux. Le dipyre est alors réduit à un ciment cristallin d'orientation uniforme, réunissant les minéraux précédents. Ce fait se présente surtout dans les roches riches en grains de quartz, c'est-à-dire dans les *quartzites micacés*.

La présence de ces grands cristaux de dipyre peut être quelquefois distinguée à l'œil nu ; les schistes ou les quartzites sont alors tachetés.

J'ai recueilli plusieurs échantillons d'une roche schisteuse noire, à surface creusée de nombreuses cavités ; ils sont exclusivement formés par de la matière charbonneuse, associée à un *mica blanc* cryptocristallin. J'ai été tout d'abord assez embarrassé pour savoir quelle interprétation donner à cette roche ; mais j'ai trouvé cette année un échantillon de ce genre renfermant de nombreux fragments de dipyre et montrant à l'évidence que le mica est le résultat de la l'altération de ce minéral.

Fort souvent dans les schistes quartzeux ou les quartzites, on observe des amandes formées de *quartz* et de *mica noir*. Plusieurs de ceux que j'ai étudiés étaient en outre riches en longues aiguilles de *tourmaline*.

J'ai observé un échantillon exceptionnel dans lequel, en outre des éléments

précédemment indiqués, il existe de nombreuses plages irrégulières de *zoïsite*.

Formation de filonnets obliques à la schistosité. — Une des particularités de ce gisement consiste dans l'existence de nombreux produits formés dans les fentes des roches métamorphisées.

Les schistes micacés particulièrement, sont souvent parcourus de fissures irrégulières que tapissent de très jolis cristaux de *zoïsite* d'un blanc de lait atteignant 5 millimètres de plus grande dimension ; ces cristaux, allongés suivant l'axe vertical, présentent les faces *m* (110) et quelquefois un clinodome que je n'ai pu déterminer à cause du peu de brillant de ses faces. Lorsqu'on taille une lame sur le bord de ces fentes, on constate que jusqu'à quelques millimètres la roche est imprégnée de *zoïsite*.

Les cristaux de zoïsite s'enchevêtrent, formant un remplissage de quelques millimètres à structure miarolitique ; ils sont fréquemment associés à du *dipyre* blanc. Dans d'autres échantillons, il existe des filonnets de *trémolite* fibreuse ayant environ 2 cm. d'épaisseur. Ce minéral s'associe aussi fréquemment au dipyre et à la zoïsite.

Enfin, j'ai observé de nombreux filonnets de *quartz* atteignant 3 cm. d'épaisseur ; à leurs salbandes ils renferment des paillettes de *muscovite*, des cristaux de *dipyre*, de l'*actinote*; on peut souvent constater qu'à leur contact, les schistes micacés deviennent tachetés sur 2 ou 3 centimètres par suite du développement de grands cristaux de dipyre ; de plus, la matière charbonneuse est transformée en *graphite*.

L'écartement des axes de la *muscovite* est de $2E = 60°$ environ ; elle présente de fort belles macles avec pénétration suivant les lois habituelles; dans une même lame, on voit très fréquemment les directions de plan des axes de deux plages contigües faire entre elles un angle de 60°.

La production de quartz et de muscovite paraît étrange dans de semblables conditions et, lors de notre première excursion dans ce gisement, il a fallu la présence de bélemmites dans les calcaires intercalés avec ces schistes pour nous convaincre que nous étions en présence de sédiments liasiques. Maintenant que les phénomènes de contact sont connus par les descriptions données plus haut, il est facile de voir que cette observation est conforme à ce qui a été observé autre part. Les associations de *quartz*, de *dipyre* et de *zoïsite* des filonnets du port de Saleix, sont en effet identiques à celles qui se rencontrent sur une plus petite échelle dans certains des calcaires de Prades et des environs de Vicdessos.

Développement drusique de zéolites. — Toutes les fissures des roches de la zone métamorphisée, aussi bien celles des calcaires que celles des schistes, sont traversées par des fentes tapissées par des cristaux de *calcite* et des rhomboèdres de *chabasie*, atteignant souvent 4 mm. La formation de ces minéraux est due à des circulations d'eau, postérieures à tous les phénomènes métamorphiques décrits plus haut.

FEUILLE DE BAGNÈRES

TUC D'ESS

Le Tuc d'Ess est fort curieux au point de vue qui nous occupe, car on y observe des roches métamorphiques, non seulement au contact immédiat de la lherzolite, mais encore à plusieurs centaines de mètres de celle-ci. Les types pétrographiques que l'on rencontre dans ces *conditions différentes* sont *différentes* les unes des autres et tout à fait comparables à des roches qui, dans l'Ariège, ont été étudiées dans des gisements distincts.

A. CONTACT IMMÉDIAT

Le Tou

Quand, en partant du hameau du Portillon par le chemin du hameau des Comères, on fait le tour de la lherzolite du Tuc d'Ess, on rencontre à main gauche un petit sentier conduisant aux métairies du Tou, adossées au Tuc de Montnère. Ce sentier commence vers un petit mur en pierres sèches dans lequel j'ai rencontré quelques blocs de roches métamorphiques que je n'ai pas tardé à trouver en place dans le sentier lui-même. Celui-ci n'ayant pas de talus latéraux, il est nécessaire de creuser au pic pour arracher des échantillons convenables de *schistes micacés, cornéennes*, etc., que l'on voit alterner les uns avec les autres sur près de 80 mètres.

Au delà et du côté du Tou, les assises liasiques[1] sont formées par des calcaires blancs marmoréens.

Le peu de temps dont je disposais ne m'a pas permis de fouiller à fond la périphérie du piton lherzolitique du Tuc d'Ess; il est probable qu'on retrouverait de nouveaux contacts si l'on cherchait à suivre la ligne de séparation de la lherzolite et des calcaires liasiques dans le bois qui domine la route du col de Portet à Sengouagnet ; en effet, j'ai recueilli sur le bord de la route, au milieu des éboulis riches en blocs de lherzolite, des fragments de roches métamorphiques, identiques à celles du Tou, ce qui indique l'existence dans la forêt de contacts que je n'ai pas vu en place.

Au point de vue minéralogique, les roches métamorphisées du Tou se rapprochent beaucoup de celles de Lordat. On peut y distinguer les types suivants, alternant en bancs minces :

[1] Leymerie a trouvé des gryphées (?) dans les calcaires intercalés dans les schistes et les grès argilo-calcaires situés entre Portillon et la coume de Bareilles. Ce savant avait remarqué la cristallinité des calcaires renfermant des cristaux de dipyre au voisinage de la lherzolite et dit qu'on pourrait l'attribuer à l'action de la roche éruptive (*op. cit.*, 158 et 160).

a. *Calcaires à minéraux*

Ces calcaires renferment les minéraux habituels : ***dipyre***, ***mica***, ***pyroxène***, ***amphibole*** et ***sphène*** ne présentant aucune particularité intéressante.

b. *Schistes micacés.*

α. Schistes micacés tachetés. — Ces schistes micacés sont à éléments très fins et passent à des cornéennes ; ils se rapprochent beaucoup du type commun à Lordat. De grandes taches de ***dipyre*** se détachent en blanc sur un fond essentiellement constitué par de fines paillettes de 0 mm. 05 de ***biotite***, associées à un peu de ***pyroxène*** finement grenu et à des cristaux nets de ***tourmaline*** bleu verdâtre en longs cristaux nets.

Ces même minéraux se rencontrent en inclusions dans le dipyre.

Dans quelques échantillons, les grands cristaux de dipyre deviennent rares ou disparaissent et l'on observe quelques grains de ***quartz***, c'est ainsi que par gradations se fait le passage aux roches suivantes :

β. Schistes micacés quartzifères et quartzites micacés. — Ces schistes diffèrent surtout des précédents par la très grande abondance des grains de ***quartz***,

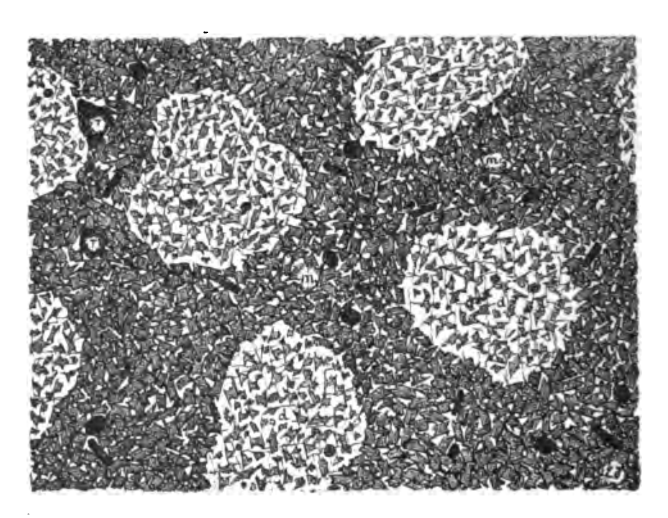


Fig. 18. — Schiste micacé tacheté du Tou.
Taches de dipyre (*d*) riches en paillettes de mica (*m*) et en cristaux de tourmaline (T) qui constituent avec du quartz le fond de la roche (***Lumière naturelle***).

cimentés par de fines paillettes de ***biotite*** et par du ***pyroxène*** ; çà et là on observe de grands cristaux à formes nettes de ***dipyre*** ou de ***pyroxène*** qui englobent en grande quantité des ***grains quartzeux*** et des paillettes de ***mica***. La ***tourmaline*** et le ***sphène*** sont abondants.

Dans quelques échantillons à grands éléments, le ciment micacé est très réduit et même par places disparaît totalement ; la roche devient un véritable *quartzite* dont les grains quartzeux sont parfois englobés par de grandes plages de *dipyre*.

c. *Roches amphiboliques*

Les roches amphiboliques sont très abondantes dans ce gisement ; elles rappellent quelques-uns des types de Lordat. Elles sont essentiellement composées de *dipyre*, d'*amphibole* d'un vert clair avec toujours une petite quantité de *tourmaline* aciculaire et de *sphène*, parfois aussi de *biotite*. Les variétés micacées renferment des nodules de cornéennes auxquelles elles passent insensiblement.

Le dipyre contient presque toujours une grande quantité d'inclusions microscopiques de tourmaline, de mica, d'amphibole dont l'allongement est souvent disposé parallèlement à son axe vertical.

On peut distinguer deux types principaux dans ces roches amphiboliques, le premier a l'aspect d'une diorite de couleur claire : il est formé par de longues baguettes enchevêtrées de dipyre et d'amphibole atteignant souvent plusieurs millimètres ; des roches analogues se trouvent à Lordat.

Dans le second type, l'amphibole est allongée, le dipyre forme au milieu de la roche des taches blanches souvent constituées par un grand nombre de grains ou par de longs cristaux postérieurs à l'amphibole ; plus rarement, il existe un peu d'*épidote*. C'est dans cette roche que le mica abonde : parfois on y trouve aussi de la *calcite*.

d. *Cornéennes*

Les cornéennes du Tou appartiennent à deux catégories ; celles de la première sont généralement à grands éléments, elles dérivent des roches amphiboliques par diminution progressive de l'amphibole. La roche est alors formée par du *dipyre* globuleux ou prismatique, extrêmement riche en fines inclusions de *tourmaline*, de *mica*, d'*amphibole* aciculaire et de *sphène*. Ces cornéennes forment souvent des nodules au milieu des roches amphiboliques.

La seconde catégorie de ces cornéennes renferme des roches de composition et surtout de structure fort variées ; les unes se rapprochent de quelques cornéennes du bois du Fajou. Dans un ciment formé de paillettes de *mica*, de grains de *dipyre* et de cristaux de *tourmaline*, se trouvent des taches constituées par des cristaux dentelliformes de *dipyre*, de *pyroxène* ou d'*amphibole*.

Dans le ciment micacé, on observe parfois de l'*anorthite* finement grenue (échantillons éboulés sur la route du col de Portet).

D'autres cornéennes peuvent être considérées comme des schistes micacés à éléments très fins non orientés dans lesquels le *dipyre* en grandes plages abonde et donne de la compacité à la roche qui possède une *structure de retrait prisma-*

-tique. De même que les schistes micacés dont elles dérivent, ces cornéennes renferment quelquefois des grains de *quartz*.

B. ROCHES NON EN CONTACT IMMÉDIAT AVEC LA LHERZOLITE

Route du col de Portet à Sengouagnet

La route de Portet à Sengouagnet, après avoir franchi le col de Portet, longe la rive gauche de la vallée ; elle entame des assises liasiques formées par des calcaires noirs, alternant avec des schistes et des quartzites de même couleur qui offrent la plus grande analogie avec ceux du port de Saleix. Leurs transformations sont analogues.

Ces roches présentent leur maximum de métamorphisme au voisinage de la lherzolite du Tuc d'Ess, près la coume de Bareilles, ravin qui longeant le Tuc d'Ess à l'est aboutit à la route de Portet. Je ne puis préciser la distance à laquelle se trouve la lherzolite, n'ayant pas eu le temps de parcourir le bois dans lequel se fait le contact, mais je ne pense pas qu'elle dépasse 500 mètres.

a. *Calcaires à minéraux.*

Les *calcaires noirs* plus ou moins cristallins renferment les minéraux habituels, *dipyre*, *biotite* etc., sur lesquels il n'y a pas lieu d'insister[1]. Il n'en est pas de même pour les schistes et quartzites.

b. *Schistes et quartzites micacés.*

Le type commun de schistes noirs et les quarzites micacés offrent une identité complète d'aspect non seulement avec ceux de Saleix, mais encore avec ceux que j'ai trouvés au sud du massif de Lherz en blocs dans la brèche du jurassique supérieur. Au microscope, on constate qu'ils sont formés par des paillettes de *mica* avec généralement un peu de *quartz* et une très grande quantité de *matière charbonneuse*, alignée dans le sens de la schistosité.

Le plus souvent, au milieu de ces roches, apparaissent des cristaux globuleux de *dipyre*, atteignant plusieurs millimètres. Ils sont riches en inclusions charbonneuses. Dans plusieurs échantillons, ces cristaux de dipyre sont brisés et cimentés par des grains quartzeux que moule de la matière charbonneuse.

c. *Cornéennes à dipyre.*

A l'entrée de la coume de Bareilles, j'ai recueilli une roche qui par ses caractères extérieurs ressemble aux cornéennes de contact du granite.

[1] Ils renferment de petites taches riches en pigment charbonneux et formées par de la calcite microcristalline dont la petitesse des grains contraste avec les dimensions de ceux qui constituent la plus grande partie de la roche ; peut-être sont-ce là des restes non métamorphisés de la roche originelle. Certains lits de ces roches sont riches en grains de quartz.

Elle est noire, compacte, très dense et très tenace : sur les surfaces exposées à l'air elle présente un aspect variolitique. Dans les cassures fraîches, on voit briller des cristaux noirs prismatiques, entourés par un ciment noir mat. Au microscope, on constate que cette roche est une *cornéenne quartzeuse.*

Des cristaux de *dipyre* sont pressés les uns contre les autres, à peine séparés par un ciment très cristallin formé de grains de *quartz* et de paillettes de *biotite.* C'est en somme un schiste micacé quartzeux dans lequel un développement exagéré des grands cristaux de dipyre a considérablemeut réduit les proportions du mica. La matière charbonneuse est très abondante dans tous les éléments de cette roche qui diffère des cornéennes du contact immédiat de la lherzolite par l'existence de ce pigment charbonneux et l'absence de pyroxène.

La tourmaline est peu abondante dans ces roches.

Développement drusique de minéraux divers. — Dans les fissures d'un bloc de la cornéenne à dipyre qui vient d'être décrite, j'ai trouvé de nombreux cristaux d'*albite* à aspect de porcelaine, d'un blanc opaque. Ils sont maclés suivant la loi de l'albite. Ces cristaux atteignent 4 millimètres : ils présentent les formes t (110), m ($1\bar{1}0$), g^1 (010), p (001), $a^{1/2}$ ($\bar{2}01$), $b^{1/2}$ ($\bar{1}\bar{1}1$) $c^{1/2}$ ($1\bar{1}1$). C'est le seul cas de production de feldspath drusique que j'ai constaté au contact de la lherzolite. Cette albite est accompagnée de gros cristaux [$^1/_2\, b^2$ (210)] de *pyrite,* en partie transformés en *limonite.*

Les zéolites si abondantes à Saleix dans les calcaires et les schistes noirs ne sont pas rares sur la route de Portet. La *chabasie* en rhomboèdres de 3 mm., rarement maclée suivant p ($10\bar{1}1$) est souvent associée à des cristaux de *calcite* [b^1 ($01\bar{1}2$) ou e^2 ($10\bar{1}0$) b^1 ($01\bar{1}2$)]. J'ai trouvé en outre de la *stilbite* et de la *laumonite* fibro-lamellaires.

§ II. — MASSIF D'ARGUÉNOS-MONCAUP

Leymerie a signalé depuis longtemps la cristallinité des calcaires liasiques d'Arguénos qui ont été exploités comme marbres et qui renferment du *dipyre,* de même que les calcaires de Moncaup et de Cazaunous. J'ai constaté l'exactitude de cette observation. Malheureusement, je n'ai pu trouver le contact immédiat de ces calcaires à dipyre et de la lherzolite. Comme d'autre part, il existe dans cette région des ophites, il y a lieu d'attendre de nouvelles observations pour savoir à laquelle de ces deux roches il faut attribuer ces phénomènes métamorphiques, dont l'origine ne doit pas du reste être cherchée autre part. Sur le chemin qui va de Juzet à Arguénos et avant d'arriver au ruisseau du Jop, j'ai observé, dans les talus, des roches altérées que le mauvais temps ne m'a pas permis de suivre et qui m'ont paru rappeler quelques-uns des calcaires à amphibole, décrits à plusieurs reprises dans ce travail.

FEUILLE DE TARBES

MOUN CAOU

Depuis une vingtaine d'années, M. de Limur, le minéralogiste bien connu, a distribué sous le nom d'*albite du Mont Cau* de fort jolis cristaux d'*albite* noirs atteignant 5 mm. et présentant la macle du roc Tourné, ces cristaux ont été décrits cristallographiquement par von Lasaulx [1] sans qu'il ait encore été donné aucun renseignement sur les conditions de leur formation.

J'ai visité cette année leur gisement et j'ai pu constater que ces cristaux d'albite se sont développés dans des calcaires jurassiques au contact immédiat de la lherzolite du Moun caou. J'ai eu quelque de peine à trouver le contact dont il s'agit, aussi me paraît-il utile de donner des indications précises sur sa position. La route qui conduit aux bains de Durrieu vient se terminer à l'entrée du cirque dont il a été question page 6, et se divise en plusieurs sentiers permettant l'exploitation du bois adossé à la butte du Moun caou. L'un des plus importants, après avoir traversé un ruisselet descendant du Moun caou, chemine à peu de distance du ruisseau le Bazet, qui ne tarde pas à être encaissé entre deux falaises calcaires couvertes de broussailles. Entre la cabane de Cot de Bourdiala et le Pé de Moun caou, ce chemin gravit une pente douce dans le quartier d'Escambélé. Sur une trentaine de mètres, les talus de ce sentier renferment des blocs de calcaire à albite ; j'ai pu trouver cette roche en place au contact immédiat de la lherzolite dans les broussailles qui à ce point couvrent les rochers dominant le Bazet.

Le développement d'*albite* ne paraît pas se produire à plus d'une trentaine de mètres de la lherzolite.

L'exploration approfondie de la région broussailleuse, située au pied du Moun caou, permettrait très probablement de découvrir d'autres contacts : il ne serait guère possible de l'entreprendre qu'à la fin de l'hiver.

Dans un ravin situé à environ 1200 mètres du contact, on trouve des calcaires noirs dolomitiques très cristallins qui doivent peut-être leur cristallinité à la même cause, mais dans lesquels je n'ai trouvé aucun minéral néogène.

Contrairement à ce que j'ai observé dans tous les gisements précédemment décrits, il n'existe pas à Escambélé de *lits* entièrement silicatés ; mais j'ai rencontré dans les calcaires cristallins des *nodules* ne dépassant pas 10 cm. de diamètre et dans lesquels le calcite a complètement disparu. Cette absence de lits silicatés tient à ce que les calcaires modifiés étaient relativement homogènes et ne renfermaient pas ces lits argileux qui dans les gisements précédents ont fourni les principales roches métamorphiques.

[1] *Zeitschr. f. Kryst.* V. 341, 1880.

a. — *Calcaires à albite.*

Ces calcaires sont gris, noirs ou parfaitement blancs et dans tous les cas très cristallins. Les cristaux d'albite qui font saillie sur les surfaces exposées à l'air présentent les mêmes variations de couleur ; les cristaux noirs se présentent souvent dans des calcaires blancs et fournissent alors de fort beaux échantillons. Ils sont très irrégulièrement répartis, et généralement ne sont pas orientés dans le calcaire. Dans quelques blocs, ils forment près d'un quart de la roche.

Ils constituent des lamelles offrant la forme de parallélipipèdes, allongés suivant la plus grande diagonale et possédant de 2 à 5 mm. suivant cette diagonale. Leur applatissement a lieu suivant g^1(010), ils présentent en outre les faces p (001), $b^{1/2}$ ($\bar{1}\bar{1}1$) très développées, plus rarement a^1 ($\bar{1}01$) avec en outre m ($1\bar{1}0$), ${}^3g$ ($1\bar{3}0$) ; ils sont tous maclés suivant les lois de l'albite, de Carlsbad et du roc Tourné. Cette dernière macle se manifeste on le sait, par une gouttière sur g^1 (010), limitée par la face ${}^3g$ ($1\bar{3}0$): la partie antérieure et la partie postérieure de ce groupement sont toujours également développées. Cette forme est absolument la même dans *tous* les cristaux d'albite de *tous* les calcaires métamorphiques des Pyrénées, dont de nombreux exemples vont être signalés dans la 2° partie de ce mémoire.

On sait que la *macle du roc Tourné* est une macle de l'albite double. Deux *groupes* de cristaux, individuellement maclés suivant la loi habituelle de l'albite, sont en outre maclés *entre eux* suivant la même loi, mais avec cette particularité que l'axe de rotation restant perpendiculaire à g^1 (010), la face d'accouplement est *théoriquement* h^1 (100). Pour les détails cristallographiques concernant ces cristaux, je renvoie à ma *Minéralogie de la France*.

Le *mica* presque absent dans quelques échantillons est au contraire abondant et souvent orienté suivant des lits parallèles. Il est toujours constitué par une *phlogopite* parfois jaune plus ou moins foncé, mais le plus souvent non ferrifère et alors absolument incolore ; son abondance paraît en raison inverse de celle de l'albite.

La *leuchtenbergite* forme de petites lamelles hexagonales d'un blanc nacré, souvent teintées en vert pâle, ayant en moyenne 1 mm. de diamètre ; elles sont généralement groupées en rosettes, associées à de petits cristaux de *pyrite* et souvent implantées sur des cristaux d'albite. La leuchtenbergite accompagne l'albite dans tous les calcaires pyrénéens étudiés dans ce mémoire ; comme l'albite et le mica, elle est très apparente sur les surfaces exposées à l'air.

La *pyrite* forme des octaèdres réguliers remarquablement nets, atteignant 2 mm. de plus grande dimension : ils sont surtout très beaux dans des calcaires pauvres en silicates. J'ai recueilli des blocs de la grosseur du poing d'où j'ai extrait plusieurs centaines de cristaux intacts et souvent riches en faces.

L'échantillon de calcaire à albite étudié par von Lasaulx, ne renfermait que de l'albite et de la pyrite dans laquelle la forme dominante était le dodécaèdre pentagonal, avec le cube, l'octaèdre et diverses autres formes subordonnées.

L'étude microscopique de ces roches est intéressante. Elle montre qu'en outre des éléments énumérés plus haut, le calcaire renferme souvent de petits grains de *quartz*. En traitant par l'acide chlorhydrique une grande quantité de calcaires, j'en ai extrait quelques cristaux de quartz prismatique blanc ou noir, atteignant 5 mm. ; leurs angles sont arrondis.

La coloration noire de l'albite est due à la concentration au milieu de ce minéral de tout le pigment coloré de la roche ; il se passe là un phénomène analogue à celui qui s'observe si souvent dans les calcaires à dipyre dont les cristaux sont généralement plus colorés que la roche qui les renferme. Dans les calcaires noirs, le pigment charbonneux est aussi parfois fixé par la leuchtenbergite.

Dans les lames minces, on constate que les individus maclés suivant la loi du roc Tourné ne sont point accouplés suivant un plan, comme pourrait le faire croire l'examen à l'œil nu, mais qu'ils s'interpénètrent généralement à la façon de deux peignes enchevêtrés.

L'étude des sections de la zone perpendiculaire à g^1 (010) permet la vérification de l'exactitude des courbes d'extinction des lamelles maclées suivant les lois de l'albite et de Carlsbad, récemment publiées par M. Michel Lévy[1].

Toutes les propriétés optiques de ce feldspath étant celles de l'albite normale, il n'y a pas lieu d'insister sur ce sujet.

La leuchtenbergite possède les mêmes propriétés que celle de Slatoust.

L'angle des axes optiques est voisin de 0°. La biréfringence maximum est peu différente de celle du quartz ($n_g - n_p = 0{,}009$). La bissectrice aiguë est *positive* ; la biréfringence rapproche beaucoup plus la leuchtenbergite du clinochlore que de la pennine. Les macles polysynthétiques suivant les lois habituelles aux chlorites sont assez fréquentes ; l'angle d'extinction des lamelles hémitropes est très voisin de 0° dans les sections perpendiculaires à p (001).

La leuchtenbergite est soit implantée sur l'albite, soit englobée par elle.

Le mica, incolore ou à peine coloré en lames minces, est à deux axes presque réunis, il paraît contemporain à la leuchtenbergite ; il s'en distingue aisément non seulement par sa couleur quand il est teinté, mais encore par sa biréfringence.

b. — *Nodules micacés.*

Au milieu des calcaires à albite, j'ai recueilli des globules arrondis ayant parfois 10 cm. de diamètre ; ils sont colorés en jaune par d'innombrables paillettes de phlogopite. Quand on brise le calcaire, ces nodules se détachent aisément ; ils sont beaucoup plus durs et plus compactes que la roche qui les renferme. Au microscope, on constate qu'ils sont souvent, à proximité des nodules, l'albite du calcaire leur forme une enveloppe grossièrement concentrique. généralement dépourvus de calcite et de leuchtenbergite et formés par de l'albite dominante et de la phlogopite.

[1] *Etude sur la détermination des feldspaths dans les lames minces.* Paris, Baudry, 1894, p. 32.

La structure de la roche est grenue, l'albite ne pouvant plus prendre de formes géométriques en l'absence de ciment calcaire.

Le mica est soit postérieur à l'albite, soit englobé par elle.

Ces nodules à albite renferment souvent du *sphène* en plages irrégulières, au milieu desquelles se trouve une trame noire à symétrie ternaire qui fait penser que le sphène est le résultat de la transformation d'ilménite.

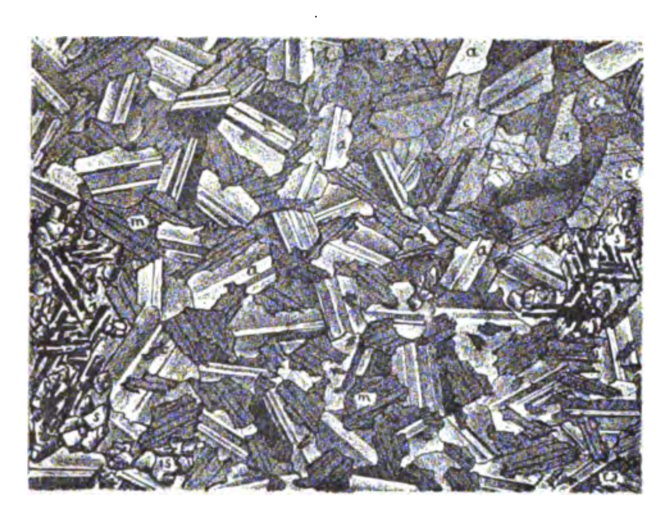


Fig. 19. — Nodule à albite du calcaire du Moun caou.
Albite (*a*) et phlogopite (*m*) prenant des formes géométriques au contact de la calcite (*c*), sphène (*s*) épigénisant de l'ilménite.

La structure est celle d'une roche grenue ancienne et il serait assez difficile de démêler son origine, si on ne la voyait en quelque sorte naître au milieu du calcaire. Quand en effet on taille des plaques au contact de ces nodules et du calcaire, on constate qu'il existe un passage insensible entre les deux roches ; l'albite et le mica prennent des formes géométriques au fur et à mesure que la calcite devient plus abondante.

Quelques échantillons de calcaires à albite et phlogopite incolore renferment ces minéraux en telle quantité qu'après attaque par un acide, ils restent cohérents et sont formés par des cristaux enchevêtrés d'albite et de phlogopite : c'est le passage aux nodules micacés, avec cette particularité que le mica n'est pas ferrugineux.

DEUXIÈME PARTIE

OPHITES

AVANT-PROPOS

L'*âge des ophites* est une des questions les plus discutées de la géologie pyrénéenne. Mes courses m'ayant surtout conduit jusqu'à présent dans la haute montagne, je n'ai visité que quelques-uns des nombreux gisements ophitiques de la plaine, aussi pour l'instant n'ai-je point l'intention d'étudier les ophites au point de vue stratigraphique.

Les résultats auxquels m'a amené l'étude des phénomènes de contact de la lherzolite me porte à penser que c'est en examinant avec soin les contacts des *ophites* qu'on arrivera à élucider la question de l'âge de ces dernières roches.

Bien que les documents que je possède sur ces phénomènes de contact n'aient été recueillis par moi qu'occasionnellement et qu'ils soient par suite très incomplets, j'ai pensé qu'il était cependant utile d'appeler dès à présent l'attention sur eux. Les quelques pages qui suivent doivent donc être considérées non comme le résultat d'un travail définitif, mais comme une simple indication de la direction dans laquelle je compte diriger mes recherches dans la campagne prochaine.

Je tiens à faire remarquer que depuis fort longtemps, les géologues qui ont étudié les Pyrénées ont été frappés de la fréquence du dipyre dans les calcaires voisins des ophites et des lherzolites[1] et ont considéré ce minéral comme un produit métamorphique dû à l'action de ces roches éruptives.mais à part cette constatation, aucune étude approfondie des roches en question n'a été faite jusqu'ici. On verra plus loin que l'examen microscopique des soit-disant argiles talqueuses qui ont été souvent citées comme gangue du dipyre fait voir que ces roches offrent l'analogie la plus frappante avec certains schistes micacés de contact de la lherzolite.

[1] Ce minéral a aussi été mis souvent, et à tort, sur le compte de l'action du *granite*. Voir à sujet la note de la page 76.

Je suis persuadé que l'étude minutieuse des pointements ophitiques permettra de découvrir au contact d'un très grand nombre d'entre eux des roches du genre de celles qui vont être décrites et par suite de généraliser les conclusions auxquelles conduit leur étude ; la recherche devra porter particulièrement sur le contact *immédiat* des ophites et des assises sédimentaires dans lesquelles ont été signalés des cristaux de dipyre.

Un grand nombre d'ophites pyrénéennes sont accompagnées de gypse et de marnes bariolées riches en cristaux de quartz, d'aragonite, etc. Je ne m'occuperai pas de ces dernières pour l'instant. me bornant à l'étude des calcaires et marnes calcaires dont le métamorphisme se rapproche de celui que les roches similaires ont subi au contact des lherzolites. On verra plus loin, du reste, que ce métamorphisme n'est pas lié d'une façon nécessaire à l'existence du gypse.

Etude préliminaire des divers phénomènes de contact

FEUILLE DE FOIX

§ I. — Arnave

A quatre kilomètres en amont de Tarascon, le ruisseau d'Arnave débouche dans l'Ariège (rive gauche), près du hameau de Bompas. Sur la rive droite du ruisseau et à l'entrée du village d'Arnave se trouvent plusieurs carrières de gypse actuellement exploitées à ciel ouvert ; des galeries de quelques mètres seulement y ont été creusées. Depuis plusieurs années la surface des couches exploitées a beaucoup changé, soit du fait de l'exploitation soit de celui des éboulements. Dans ces carrières, on constate que le gypse résulte de l'hydratation d'anhydrite et que ces deux roches sont associées à des calcaires plus ou moins cristallins et très riches en minéraux.

En creusant une galerie, les exploitants ont cette année rencontré au milieu du gypse une lentille de calcaire à amphibole et pyrite dont la surface de jonction avec le gypse était arrondie et corrodée. Comme d'autre part on trouve dans le gypse et dans l'anhydrite les mêmes minéraux que dans les calcaires, il me paraît probable que l'anhydrite provient de la sulfatisation de ces derniers. C'est là du reste une question sur laquelle je me propose de revenir prochainement en étudiant d'une façon générale les gypses pyrénéens.

Les assises qui nous occupent reposent sur le gneiss et sont recouvertes par des alluvions et du terrain glaciaire dont l'éboulement continuel gêne beaucoup l'exploitation. Elles n'affleurent que sur quelques centaines de mètres et je n'ai observé à leur contact aucune roche éruptive. Mais en suivant au-delà du village la route d'Arnave à Cazenave, on constate au premier tournant qu'elle fait avant d'arriver au Château du Castelet que les gneiss supportent des calcaires jaunes qui, à la base sont caverneux et possèdent l'apparence de cargneules ; ces calcaires sont riches en paillettes de *leuchtenbergite*, en cristaux de *dipyre*, etc. ; ils renferment

fréquemment des galets gneissiques. Ils plongent vers le sud-ouest et présentent toutes les associations de minéraux des carrières d'Arnave, mais il ne renferment pas de gypse. A environ 50 mètres au-dessus de la route, il sont recouverts par des calcaires en plaquettes, surmontés eux-mêmes par des calcaires blancs bréchiformes.

En suivant ces couches vers le nord-ouest et au-dessus d'Arnave le long du sentier conduisant à la chapelle St-Paul, on voit apparaître au milieu des assises métamorphisées une petite bosse d'*ophite* [1] au contact immédiat de laquelle se trouvent les mêmes calcaires à amphibole et leuchtenbergite que dans les carrières de gypse.

Les relations de ces calcaires et de l'ophite sont identiques à celles que j'ai constatées entre la lherzolite et les calcaires de Prades (fig. 1) et les calcaires d'Arnave doivent évidemment leurs minéraux à l'action de l'ophite. Les conclusions auxquelles je suis arrivé au sujet de la nature intrusive de la lherzolite peuvent sans peine être appliquées à l'ophite qui nous occupe. Le gisement du village d'Arnave se trouve malheusement au niveau de la vallée, il est en partie recouvert par des alluvions, et les érosions n'ont pas suffisamment décapé les couches modifiées pour que leur contact avec la roche éruptive soit mis à découvert, comme à la chapelle St-Paul.

Les roches métamorphisées sont assez variées, alternant ensemble. On y trouve d'abord des *calcaires*, *anhydrites* et *gypses* [2] ne renfermant que de la pyrite comme élément étranger, puis des roches du même genre riches en minéraux métamorphiques variés et enfin, mais plus rarement, des schistes entièrement silicatés résultant de la transformation d'argiles ou de schistes argilo-calcaires.

a. *Schistes micacés à amphibole et dipyre.*

L'une des roches métamorphiques les plus caractéristiques d'Arnave est de couleur foncée, peu ou pas fissile. A l'œil nu, on y distingue de grands prismes d'*actinote* d'un vert foncé, des aiguilles blanches de *dipyre* et de la *pyrite* disséminées dans un fond noir à apparence terreuse. Ces roches se désagrègent facilement à l'air, donnant alors naissance à une boue noire et glissante.

L'examen microscopique montre que le fond noir de la roche est constitué par des paillettes microcristallines de *mica* parfois associées à un peu de *calcite* finement grenue ; quand la proportion de calcite est grande, la roche passe aux calcaires à actinote.

Au milieu de ce mica, se montre en plus ou moins grande abondance les grands cristaux d'*actinote* et de *dipyre* que l'examen macroscopique avait déjà fait distinguer. Ils sont généralement riches en inclusions de paillettes de mica, surtout abondantes dans le dipyre. Les grands cristaux sont souvent creusés de cavités inégales que remplit le ciment micacé. Ils sont parfois accompagnés par

[1] Dans l'ophite, j'ai recueilli de fort beaux échantillons de *prehnite verte* mamelonnée.

[2] C'est ce gypse qui est exploité.

l'*albite*, formant alors de petits paquets cristallins qui viennent s'appliquer sur les grands cristaux porphyroïdes. Parfois au milieu de la pâte de biotite microcristalline, on voit ce mica s'isoler en lamelles plus grosses, généralement verdies par des actions secondaires.

Quelques échantillons sont très riches en *rutile* dont les gros grains se transforment progressivement en *sphène*. On voit aussi parfois apparaître de la *leuchtenbergite*. Quant à la pyrite, elle est de formation postérieure à tous les silicates.

Ces schistes micacés totalement dépourvus de calcite alternent en lits minces avec des roches ayant la même composition, mais dont tous les éléments sont dilués dans de la calcite et prennent alors tous des formes géométriques.

Sur les surfaces exposées à l'air, la calcite se dissout. laissant en liberté une poudre jaune et verte formée par de la biotite et de petites aiguilles d'amphibole.

Dans un échantillon, j'ai trouvé un nodule entièrement formé de lamelles d'albite, aplaties suivant g^1 (010), enchevêtrées les unes dans les autres et accompagnées d'un peu d'amphibole verte, de biotite et de leuchtenbergite. Cette roche est très analogue aux nodules micacés des calcaires du Moun caou.

Il est fort remarquable de constater dans ce gisement la localisation de la *tourmaline* ; tandis que en effet dans les gisements qui seront décrits plus loin, la tourmaline abonde en cristaux microscopiques au milieu des schistes micacés de type analogue à celui qui vient d'être décrit, à Arnave au contraire ce même minéral ne se rencontre jamais dans les schistes mais est fréquent en grands cristaux dans des roches spéciales qui vont être étudiées.

b. *Calcaires à minéraux.*

α. *Calcaires et gypses à amphibole.*— On a vu plus haut que les schistes micacés à dipyre passent aux calcaires par enrichissement en calcite.

Les calcaires de ce type ne se distinguent guère à l'œil du des schistes micacés; les grands cristaux d'actinote et de dipyre sont généralement très abondants, disposés en palmes ou enchevêtrés les uns dans les autres ; ils sont d'ordinaire riches en pyrite et non rubanés.

On trouve aussi des calcaires et des gypses à amphibole qui sont parfaitement rubanés. le mica y est rare ou absent. Sur les surfaces gypseuses exposées à l'air, les cristaux d'amphibole font saillie et se détachent aisément de leur gangue.

En 1890, il y avait encore dans la carrière la plus occidentale un gros banc de gypse à amphibole, très riche en pyrite, d'où j'ai pu extraire un grand nombre de cristaux d'amphibole ; il a été détruit depuis par un éboulement.

L'examen microscopique de ces gypses ne présente rien de particulier. le gypse est allongé suivant l'axe vertical et fréquemment maclé suivant h^1(100).

β. *Calcaires et gypses à clinochlore.* — Les calcaires et les gypses à amphibole sont fréquemment associés à des bancs dans lesquels l'amphibole est remplacée par des lamelles hexagonales vert foncé de *clinochlore*. Ce minéral se distingue de la biotite verte par sa parfaite transparence, sa biréfringence d'environ

$0{,}010(n_g - n_p)$ et le signe positif de sa bissectrice aiguë. L'angle des axes optiques est presque nul.

Les calcaires à clinochlore sont blanc jaunâtre, pyriteux, dolomitiques et souvent caverneux.

γ. Calcaires à dipyre. — Ces calcaires sont surtout très abondants sur la route de Cazenave ; ils sont jaunes, finement grenus, possédant souvent l'aspect d'une cargneule ; le *dipyre* y forme les plus grands cristaux de ce minéral que j'ai observés dans les Pyrénées, ils atteignent 6 cm. de longeur sur 1 cm. de largueur. Ils sont blancs et fréquemment imprégnés de *calcite* ou de *leuchtenbergite*, et quelquefois accompagnés de longues aiguilles d'*actinote*.

Des calcaires cristallins d'un blanc rosé des carrières d'Arnave m'ont fourni de très jolis petits cristaux de *dipyre* blanc verdâtre.

Au microscope, on constate que le dipyre est toujours criblé de paillettes microscopiques de *biotite*, d'inclusions de *mica*. On observe aussi très souvent des paillettes de mica, de petits cristaux d'*albite* (accolés au dipyre) qui avaient échappé à l'examen macroscopique

Je n'ai que rarement rencontré des blocs gypsifiés de ces roches.

δ. Calcaires à albite. - L'*albite* est très répandue dans beaucoup de calcaires d'Arnave. elle n'y forme généralement que de petits cristaux d'environ 0 mm. 5. Cependant dans la dernière carrière, j'ai cette année trouvé en abondance une dolomie sableuse blanche dont les petits grains sont cimentés par de la calcite : elle renfermo de très jolis cristaux blancs d'*albite* offrant les mêmes formes qu'au Moun caou et atteignant 6 mm. de plus grande dimension. Ils sont soit seuls, soit associés à de grands prismes de *dipyre*, de *quartz*, à des rosettes hexagonales de *leuchtenbergite* et à des cristaux de pyrite [$^1/_2\ b^2$(210) dominante].

Dans les blocs exposés à l'air, le ciment de calcite qui réunit les grains de dolomie est dissous par les pluies, la dolomie s'égrène alors et les minéraux qui viennent d'être énumérés apparaissent entièrement dégagés. Les prismes de dipyre sont creusés de profonds sillons et de cavités irrégulières qui permettent de comprendre les formes bizarres qu'ils prennent dans les lames minces.

Dans des échantillons plus riches en calcite qu'en dolomie et par suite plus compactes, l'albite est très abondante et associée à une grande quantité de grains ou d'aiguilles de *rutile* qui se trouvent en inclusions dans la calcite, l'*albite* et la *leuchtenbergite*, elle aussi très abondante. Cette chlorite est parfois remplacée par du mica chloritisé.

Enfin quelques échantillons sont tellement riches en albite que la calcite disparait complètement ; on voit alors apparaître du mica jaune clair. La roche entièrement silicatée possède la structure des nodules à albite dont il a été question plus haut, ainsi que celle de la roche du Moun caou représentée par la figure 19. Elle est riche en rutile.

ε. Calcaires à albite et tourmaline. — Ces calcaires sont compactes, très tenaces ; ils renferment des cristaux de *tourmaline* brun noir atteignant 1 cm ; ils sont beaucoup moins nets que ceux des roches qui vont être décrites plus loin.

Au microscope, on constate qu'en outre de la tourmaline et des minéraux con-

tenus dans les calcaires précédents, ils renferment souvent de grands cristaux de *dipyre* et un *mica blanc* à deux axes presque réunis, formant des lames froissées ; le *rutile* est aussi très abondant.

La tourmaline englobe l'albite et le dipyre et paraît être le dernier minéral formé ; elle se présente soit en cristaux nets, soit en grandes plages déchiquetées. Dans un échantillon, j'ai observé un peu d'*épidote* englobée par l'albite.

Dans ces calcaires aussi bien que dans les précédents, on trouve souvent des rhomboèdres de dolomie, atteignant plusieurs millimètres et englobant un grand nombre de cristaux d'albite, avec lesquels ils constituent une sorte de structure ophitique.

c. *Anhydrites et gypses à tourmaline.*

L'*anhydrite* d'Arnave présente des faciès variés ; tantôt elle est à grandes lames violacées de plusieurs millimètres, tantôt elle possède une structure porphyroïde par suite de l'existence de grands cristaux violacés disséminés dans une pâte blanche grenue. L'examen microscopique montre que cette structure porphyroïde est due à des phénomènes d'écrasement qui ont produit aux dépens de la première variété d'anhydrite une roche à *structure enciment* tout à fait comparable à celle des lherzolites.

Dans cette anhydrite, apparaissent des cristaux de pyrite généralement arrondis et déformés, des lamelles de *phlogopite* d'un blond clair et enfin de la *tourmaline*. Ces divers minéraux sont le plus souvent localisés dans des lits ou dans des nodules spéciaux. Il se passe pour eux un fait analogue à celui que j'ai signalé pour l'albite qui tantôt est également répartie dans le calcaire et tantôt, au contraire, forme des nodules dépourvus de calcite.

Au milieu de l'anhydrite grenue, j'ai trouvé des nodules atteignant la grosseur de la tête et constitués par de l'anhydrite en grands éléments d'où j'ai pu détacher des solides de clivage transparents et d'un beau violet clair ayant 3 cm. de côté. Ces lames présentent souvent la macle suivant a^1 (101) dans laquelle les faces p (001) des deux individus composants forment un angle d'environ 97°.

Il est facile de vérifier sur cette anhydrite toutes les propriétés qui permettent de la reconnaître en lames minces : clivages p(001), g^1(010), h^1(100) faciles ; plan des axes optiques parallèle à g^1 (010) ; bissectrice aigue positive perpendiculaire à h^1 (100), 2E (jaune) = 70°.

La biréfringence maximum ($n_g - n_p = 0,043$), est très caractéristique de ce minéral qui, dans les lames minces, ne se distingue pas par ses brillantes couleurs de polarisation de la phlogopite incolore qui l'accompagne.

On constate en outre de la macle suivant a^1 (101) une macle polysynthétique suivant e^2 (012). Ces deux macles présentent toutes les apparences des macles de l'albite et de la péricline des feldspaths tricliniques. L'illusion augmente dans les sections h^1 (100) perpendiculaires à la bissectrice aiguë ; dont la biréfringence ($n_m - n_p$) = 0,006 se rapproche de celle de ces minéraux, mais la réfringence de

l'anhydrite ($n_m = 1.576$) est plus grande que celle de l'*albite* (1.534) que l'on trouve aussi parfois engloblée dans l'anhydrite.

La *tourmaline* forme des cristaux très nets, dépassant souvent 2 mm. ; ils sont souvent aplatis suivant la base et présentent les faces d^1(11$\bar{2}$0), e^2(10$\bar{1}$0), k(41$\bar{5}$0) ; l'un des sommets est constitué par p (10$\bar{1}$1) avec ou sans e^1 (0$\bar{2}$21), l'autre par a^1 (0001) très développée avec p (1$\bar{0}$11) et parfois b^1 (0$\bar{1}$12).

Ces cristaux varient, comme couleur, du brun foncé au jaune clair, ils appartiennent à la variété magnésienne. Ils sont parfois excessivement petits, formant dans l'anhydrite une poussière cristalline.

Ils paraissent en relief sur les surfaces exposées à l'air de même que le mica qui les accompagne ; dans ces conditions l'anhydrite se transforme bientôt en *gypse* et les cristaux alors peuvent être facilement détachés de leur gangue, ce qui était difficile avant l'hydratation de la roche.

En 1891, j'ai trouvé dans le gypse un banc mince de quelques centimètres d'épaisseur constitué par une roche jaune s'écrasant sous la pression du doigt. L'examen au microscope de la poudre, débarrassée du gypse par l'eau, m'a montré qu'elle était entièrement formée par de petits cristaux de tourmaline ayant moins de 0 mm.20, associés à de petites aiguilles d'actinote. Ces cristaux microscopiques ont la même forme que les gros.

Les nodules très silicatés dont j'ai parlé plus haut sont exclusivement formés de cristaux de tourmaline et de mica incolore, de leuchtenbergite, d'albite englobés par un peu d'anhydrite et de calcite. Ils restent en relief sur les surfaces gypsifiées.

La gypsification de l'anhydrite se fait par les procédés ordinaires, l'anhydrite est peu à peu remplacée par de grandes plages de gypse. Dans les plaques minces, on voit souvent un cristal de gypse un peu fibreux englobant des débris d'anhydrite et rappelant comme disposition les transformations de l'enstatite en bastite.

§. II. — ARIGNAC.

Les carrières de gypse d'Arignac, au nord-ouest d'Arnave sur la rive gauche de l'Ariège, se présentent dans des conditions géologiques identiques à celles du gisement précédent. On y observe des phénomènes métamorphiques du même ordre ; je n'en ai pas fait une étude détaillée, mais j'y ai notamment recueilli des *calcaires* et des *gypses à dipyre*, à *actinote*, à *leuchtenbergite*, à *phlogopite* et à *pyrite*.

§ III. — VALLEE D'AULUS

Les calcaires à dipyre du port de Saleix se prolongent sur le versant ouest du port de Saleix et peuvent être suivis jusqu'à l'extrémité de la feuille de Foix ; à la sortie d'Aulus notamment, le *dipyre* et surtout la *trémolite*, abondent dans les calcaires blancs.

Sur cette étendue de près de 8 kilomètres, on voit plusieurs pointements *d'ophite* dipyrisée, mais comme sur le versant nord de cette chaîne calcaire s'étalent les grands *massifs de lherzolite* des ravins du Bastard et de l'étang de Lherz, il n'est guère possible de faire la part de l'action de l'ophite et de la lherzolite puisque les lherzolites comme les ophites développent le même minéral (dipyre) dans les calcaires qu'ils métamorphisent.

§ IV. — SEIX

Le dipyre (cristaux noirs et blancs) abonde dans les calcaires jurassiques au voisinage de l'ophite qui se trouve entre Seix et Sentenac. C'est aux environs de Seix, à environ à 2 km. au sud de ce village et au-dessus du chemin qui conduit au pont de la Taule que J. de Charpentier a trouvé pour la première fois le *dipyre* noir[1] qu'il prit pour une espèce spéciale et décrivit sous le nom de *couzeranite*[2].

Le même savant a signalé en outre ce minéral entre Aulus et Seix au pic de Géoux (picou de Geu) et au col de la Trappe, que je n'ai pas visités. M. de Cloizeaux m'a dit avoir contrôlé l'observation de J. de Charpentier en ce qui concerne le pic de Géoux.

FEUILLE DE BAGNÈRES

§ I. — ENVIRONS D'ENGOMMER

Les environs d'Engommer, sur le bord du Lez, entre Saint-Girons et Castillon ont été signalés depuis longtemps par J. de Charpentier comme riches en cristaux de dipyre (forge d'Engommer sur la rive droite du Lez, Loutrein ou Lottringen, Roque d'Engommer).

Cette région est riche en pointements ophitiques. Les sédiments modifiés constituent des alternances de calcaires et de schistes argilo-calcaires rapportés par M. Caralp au lias inférieur. Ce savant les signale[3] en outre à Cescau, près Castillon et dans la vallée de Bethmale à Ourjout, Aulignac en Bordes sur Lez.

Je n'ai, personnellement, visité que les environs d'Engommer, les roches que j'ai étudiées proviennent soit de mes récoltes, soit de celles de M. des Cloizeaux ou de la collection du Muséum.

[1] M. des Cloizeaux a trouvé de l'orthose en petits cristaux noirs dans ces calcaires à dipyre. Ils rappellent ceux de St-Béat.

[2] *Op. cit.* 226.

[3] *Etude géologique sur les hauts massifs des Pyrénées centrales*, p. 279, 1888. Voir aussi Gourdon, *Bull. Soc. Ramond*, 1883, 156.

a. *Calcaires à dipyre.*

Dans les calcaires de Loutrein, de très gros cristaux de dipyre souvent calcifiés sont associés à des aiguilles d'actinote, des cristaux de pyrite et de sphène brunâtre (Des Cloizeaux)[1]. Le dipyre est d'une façon générale abondant dans les calcaires liasiques des environs d'Engommer.

b. *Schistes micacés à dipyre.*

Les échantillons de schistes que j'ai étudiés proviennent de Loutrein ; ce sont des roches d'un blanc grisâtre, très analogues à celles que J. de Charpentier a signalées près de la forge d'Engommer; de même que les roches similaires de Libarrenx qui seront décrites plus loin, elles ne constituent pas des schistes argileux comme le croyait J. de Charpentier, mais des schistes micacés entièrement cristallins.

M. de Cloizeaux m'a remis un échantillon qu'il a recueilli en 1859 à la forge d'Engommer. Il est semblable aux roches de Loutrein, le quartz y est plus abondant, et souvent inclus dans les grands cristaux de dipyre.

Au microscope, on constate que les grands cristaux de dipyre, déjà visibles à l'œil nu, arrondis en grains d'orge ou bien constitués au point de vue géométrique sont moulés par un ciment de petites paillettes d'un mica à un axe, à peu près incolore, associé à un peu de quartz. Le mica et surtout les cristaux de dipyre sont remplis d'une très grande quantité de fines aiguilles de *rutile.*

Le dipyre est souvent épigénisé par de la calcite.

La structure de ces schistes est très analogue à celle de quelques-unes des roches de contact de Lordat et du Tuc d'Ess : leur ciment micacé y est à éléments beaucoup plus petits.

§ II. — SAINT-LARY ET PORTET

Aux alentours de l'*ophite* de Portet d'Aspet, les calcaires jurassiques sont souvent marmorisés et riches en *dipyre*, parfois associés à de la *trémolite*, du *mica*. On voit notamment ces minéraux sur la route entre Saint-Lary (Ariège) et Portet (Haute Garonne), entre ce dernier village et le col du même nom, ainsi qu'entre Portet et le col de Balagué, etc. Ces gisements ont été déjà cités par J. de Charpentier et Leymerie. Je n'ai fait que traverser cette région en allant de Castillon au Tuc d'Ess et n'ai pu, par suite, étudier le contact immédiat des ophites et de ces calcaires à dipyre.

[1] *Manuel de minéralogie*, I, 233, 1862.

§ III. — CAZAUNOUS

Leymerie a signalé l'abondance du dipyre dans les calcaires liasiques en contact avec l'ophite de Cazaunous. J'ai parlé, page 83, de l'*ophite* située sur la rive droite du Jop, à peu de distance du marbre liasique d'Arguénos et de l'incertitude où l'on se trouve pour attribuer à l'action de l'ophite ou à celle de la lherzolite la marmorisation des calcaires qui renferment par places du dipyre.

§ IV. — LEZ ET BOUTX

La route de Saint-Béat à Boutx (Haute-Garonne) entaille l'ophite sur laquelle est construite la tour de Lez. Cette *ophite* est remarquable par l'intensité de sa dipyrisation superficielle, accompagnée de formation de nombreuses zéolites bien cristallisées (*chabasie, stilbite*).

Peu après avoir dépassé l'affleurement ophitique, on trouve dans le talus gauche de la route une série de grès et de cornéennes tachetés, ainsi que des calcaires métamorphiques remarquablement identiques à ceux qui ont été décrits à de nombreuses reprises dans ce mémoire. Des roches métamorphiques se rencontrent en abondance au-dessus de la route et jusqu'au village de Boutx.

D'après les cartes de Leymerie et de M. Caralp, les roches qui m'occupent ici appartiennent au trias et au lias inférieur. Lorsque j'ai traversé cette région, ne songeant pas encore à ce travail, je n'ai recueilli qu'un très petit nombre d'échantillons que je vais décrire sommairement en y ajoutant ceux que je dois à l'obligeance de M. Maurice Gourdon.

Le contact de l'ophite et des roches métamorphiques peut se voir assez facilement près de la tour de Lez et l'étude minutieuse de ce gisement au point de vue qui m'occupe ici, fournira certainement des faits très intéressants et une grande variété de roches métamorphiques. La description de quelques-unes d'entre elles montre qu'elles appartiennent aux mêmes types que celles des autres gisements étudiés dans ce chapitre.

a. *Calcaires à minéraux.*

Ces calcaires sont très variés. Quelques-uns d'entre eux sont riches en *actinote* qui devient parfois assez abondante pour former des amphibolites presque dépourvues de calcite ; ces roches sont généralement riches en *sphène.*

Dans d'autres calcaires, on trouve du *dipyre*, de l'*amphibole*, du *sphène*, un *pyroxène* jaune clair à plans de séparation suivant h^1 (100). Ces minéraux deviennent si abondants dans quelques échantillons, que la calcite disparaît, donnant des roches à très grands éléments, essentiellement formées de *pyroxène* blanc jaunâtre, à plans de séparation et macles suivant h^1 (100), et de *dipyre* blanc tacheté

de noir. Sur les surfaces exposées à l'air, ces roches présentent des vides miarolitiques dus à la dissolution de la petite quantité de calcite qui moulait ces minéraux enchevêtrés ; dans les cavités, ceux-ci prennent parfois des formes nettes. Grâce à leurs cassures et à leurs torsions, on peut alors se rendre compte des phénomènes d'écrasement qu'ont subis les roches qui les renferment.

b. *Cornéennes et grès métamorphiques.*

Les grès métamorphiques sont parfois à assez grands éléments. Les grains de quartz moulés par de la matière charbonneuse entourent des plages allongées ou globuleuses de *dipyre* un peu fibreux. Ces roches sont riches en *sphène*.

Dans des échantillons offrant l'aspect d'une cornéenne tachetée, le fond de la roche est formée par du *quartz* en grains très fins et par beaucoup de matière charbonneuse ; des globules pœcilitiques de *dipyre* et parfois d'*amphibole* incolore en lames minces s'observent en abondance ; ils ont rarement plus d'un millimètre de diamètre. C'est eux qui donnent à la roche son aspect tacheté ; celle-ci renferme encore du *sphène* et contient un peu de calcite qui moule le quartz et concentre le pigment charbonneux. Ces roches sont souvent traversées par des filonnets de plusieurs centimètres d'épaisseur constitués par du *dipyre* gris noir et du diopside blanc jaunâtre. La roche présente une structure miarolitique. La couleur gris noir du dipyre est due à des inclusions charbonneuses. Le pyroxène est en partie épigénisé en *trémolite*.

§ V. — GER DE BOUTX

La vallée de Lez aboutit au col de Menté, qui se trouve sur une ophite se développant largement à l'est, du côté de Coulédoux. Dans cette direction, au Ger de Boutx, Leymerie[1] a signalé des calcaires à dipyre que je n'ai pas eu l'occasion de visiter.

§ VI. — SAINT-BÉAT

Les assises métamorphiques qui viennent d'être décrites forment la base des calcaires cristallins de Saint-Béat (Haute-Garonne).

Dans ces derniers, on rencontre de très nombreux minéraux métamorphiques inégalement répartis dans le massif. Dans les calcaires du Cap de Mont, auquel est adossé le village de Saint-Béat, on trouve du *dipyre* en gros cristaux hyalins atteignant plusieurs centimètres de longueur, de la *trémolite*, de petits cristaux noirs *p* (001) *m* (110) d'*orthose* (dans calcaire noir), de l'*albite* (cristaux blancs

[1] *Op. cit.*, p. 451.

offrant les mêmes formes que ceux du Moun Caou), de nombreux cristaux de *pyrite*, plus rarement de la *tourmaline* chromifère. Dans la carrière de Rié on trouve encore du *dipyre* [jolis petits cristaux *m* (110), a^1 (101)], des cristaux de *tourmaline* chromifère, de la *phlogopite*, un *mica chromifère* (fuchsite), du *quartz*, de l'*apatite*, de la *pyrite*, de la *fluorine* violette [1], etc.

L'*apatite*, la *fuchsite*, l'*albite*, la *fluorine* se réunissent pour former au milieu du calcaire blanc des masses finement grenues vertes, bordées de violet que l'on trouve dans beaucoup de collections de minéralogie sous les noms les plus fantaisistes. Elles renferment parfois, en outre, comme élément microscopique, de l'apatite, du rutite, de la pyrite, du quartz. La coloration verte est due à la fuchsite, la coloration violette à la fluorine. Ce minéral est le dernier formé les minéraux qu'il englobe (calcite, albite, etc.) présentent toujours des formes remarquablement nettes qui ressortent bien, grâce à sa coloration d'un violet foncé en lames minces.

Les minéraux qui viennent d'être examinés sont précisément ceux qui ont été signalés dans tous les gisements métamorphiques décrits dans ce mémoire. Comme on rencontre la plupart d'entre eux dans les roches observées au contact immédiat de l'ophite de Lez que surmontent ces calcaires de Saint-Béat, il paraît logique d'admettre qu'ils ont une semblable origine, sans être obligé

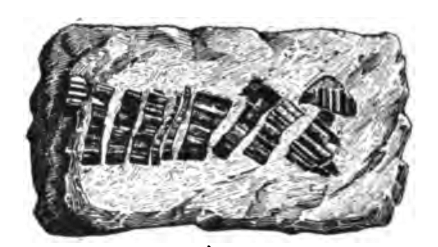


Fig. 20. — Cristal de tourmaline ayant subi des déformations mécaniques. — Marbre de Saint-Béat (*Minéralogie de la France*, p. 108).

d'admettre, comme l'a fait M. Caralp, qu'ils sont dus à un dynamométamorphisme contemporain des mouvements orogéniques qui ont modelé la région [2]. L'influence d'actions dynamiques est évidente sur toutes ces roches métamorphiques ; la figure 20, représentant un cristal de tourmaline des calcaires de la carrière de Rié, donne une idée de la façon dont elles se manifestent en déformant les minéraux préexistant et non en en formant de nouveaux.

En montrant dans l'Ariège l'existence fréquente de calcaires à dipyre dans la brèche du jurassique supérieur, j'ai fait voir qu'il fallait chercher autre part que dans les mouvements orogéniques l'origine des nombreux minéraux métamorphiques que j'ai eu l'occasion de décrire dans ce mémoire.

[1] Je ne parle pas du soufre qui est un produit drusique, associé à des cristaux de calcite.
[2] C. *Rendus*, C. R. XIV, 786, 892.

§ VII. — CIERP

M. Maurice Gourdon m'a remis plusieurs échantillons provenant de Cierp près de Marignac et faisant partie de la prolongation de la bande triasique de Lez. Ils ont exactement la même composition que ceux de Lez-Boutx, l'un, en effet, est un *calcaire à pyroxène, diallage et dipyre*, l'autre un grès métamorphique ne différant de celui qui a été décrit plus haut que par la nature de son amphibole qui est une *trémolite* et non une actinote et par l'abondance du *rutile*, accompagné de *pyrite*. Les grains de quartz sont réunis par un ciment calcaire peu abondant.

FEUILLE DE TARBES

§ I. — SERRE DE POUZAC D'AVANT

Le gisement de Pouzac est bien connu de tous les minéralogistes. La halte du chemin de fer qui précède la station de Bagnères de Bigorre est établie sur un pointement de syénite néphélinique dans lequelle a été ouverte une petite carrière (sablière de Pouzac) au-dessus de la voie et à gauche.

Cette *syénite néphélinique* que j'ai antérieurement étudiée en détail [1] se trouve à quelques mètres seulement d'une *ophite* qui semble l'entourer. Les relations des deux roches ne sont pas très claires et bien que je croie la syénite néphélinique postérieure à l'ophite, je ne puis en donner la démonstration, le contact des deux roches n'étant pas à découvert.

Contre l'ophite vient s'appliquer une épaisse série de couches sédimentaires métamorphisées [2] qui peut être suivie vers le sud sur le chemin de Bagnères de Bigorre jusqu'à Monloo et sur près de 1200 mètres.

Depuis plus de 40 ans, ce gisement a été pour M. Ch. Frossard un sujet d'études de prédilection et il n'est pas un coin de ces 1200 mètres qu'il n'ait fouillé dans ses plus minutieux détails ; la longue liste des espèces minérales qu'il y a rencontrées a été publiée par lui en 1888 [3].

Je me contenterai d'indiquer très sommairement les résultats de ce travail en insistant sur les résultats de l'examen pétrographique d'un grand nombre d'échantillons qui m'ont été donnés par M. Frossard ou que j'ai recueillis dans des courses pour lesquelles il a bien voulu me servir de guide.

[1] *Bull. Soc. géol.*, 3e série XVIII, 511, 1890.

[2] Dans ma note sur la syénite néphélinique, j'ai indiqué l'âge de ces roches comme étant vraisemblablement crétacé, d'après l'opinion de M. Frossard. La comparaison de ces calcaires avec ceux des autres gisements décrits dans ce mémoire me force à plus de réserve et me porte à les considérer comme beaucoup plus anciens. L'étude stratigraphique de cette région est du reste encore à faire.

[3] *Bull. Soc. Ramond*, 1888. M. Zirkel a autrefois donné des détails intéressants sur quelques uns des minéraux de contact de l'ophite de Pouzac (*Zeitsch. d. d. geol. Gesell.*, XIX, 206, 1867).

a. *Calcaires à minéraux.*

Il existe une grande variété dans les calcaires à minéraux de ce gisement. Les uns sont blancs, parfaitement marmorisés, alors que d'autres jaunâtres présentent l'apparence d'une cargneule.

Des calcaires marmoréens, blancs parfois tachés de jaune, à *dipyre hyalin* associé à de l'*actinote*, parfois à de la *trémolite*, se rencontrent surtout au sud de la sablière de Pouzac et à proximité de la syénite néphélinique. En dissolvant le calcaire dans l'acide chlorhydrique, on constate qu'en outre de ces minéraux il existe de très petits cristaux de *pyrite* et de *mica phlogopite*.

M. Goldschmidt[1] a attribué la formation de ces minéraux à l'action de la syénite. J'ai vainement cherché à voir le contact immédiat de cette roche et de ces calcaires : il est recouvert par la végétation. Il me paraît donc nécessaire de faire des réserves à ce sujet ; si l'on arrive un jour à démontrer que ces calcaires doivent bien leur transformation à la syénite, cela prouvera que cette roche a agi de la même façon que l'ophite, ce qui, du reste, n'est pas improbable[2].

Les cristaux hyalins de dipyre présentent les faces m (110), h^1 (100) ; ils sont rarement terminés par les octaèdre a^1 (101) et b^1 (112).

Dans les calcaires jaunes, le dipyre est souvent épigénisé par de la *calcite*, du *quartz* et de la *leuchtenbergite* seuls ou associés.

Dans un bois de hêtres traversé par le chemin de Pouzac à Bagnères il existe des calcaires jaunes riches entre petits cristaux blancs d'*albite*, identiques comme forme et comme aspect à ceux du Moun caou[3] ; il sont soit seuls, soit associés à de la *leuchtenbergite* ou à du *quartz*. Sur la route de Palomières, ces cristaux sont noirs : ils atteignent 4 mm.

Ces calcaires renferment parfois du quartz, qui, dans certains échantillons, est si abondant que la roche pourrait presque être considérée comme un grès calcaire[4].

Tout ce quartz est néogène, formé par des cristaux raccourcis ou allongés suivant l'axe vertical ; ils sont généralement curieusement corrodés et souvent réduits à un véritable squelette cristallin dont les cavités sont remplies par de la calcite ; ils renferment de nombreuses inclusions de *calcite*, de *mica*, ainsi que des inclusions liquides à bulle mobile.

Un des échantillons que M. Frossard a recueilli près de la maison Amaré présente une particularité curieuse. Le *quartz* renferme de longues aiguilles d'*actinote* groupées en grand nombre plus ou moins parallèlement les unes aux autres ; souvent les deux extrémités d'une même gerbe de cristaux sont englobées par deux cristaux de quartz ayant une orientation différente.

[1] *N. Jahrb. Beil. Bd.*, I, 1880.
[2] Voir § II, p. 104.
[3] *Bull. soc. minér.*, XI, 70. 1888.
[4] Près de la maison Amaré, on trouve du quartz formant des masses caverneuses, poreuses et légères, qui paraissent être le produit de sources hydrothermales ; je n'ai pu le voir en place (V. Zirkel, *op. cit.*, 208).

Je ne cite que pour mémoire des calcaires jaunes rouges renfermant uniquement de petits cristaux noirs d'*oligiste* allongés suivant l'axe vertical et présentant les formes d^1 $(11\bar{2}0)$, b^3 $(11\bar{2}3)$, a^1 (0001), (Monloo) ou des octaèdres de *magnétite*, avec ou sans lamelles de *mica chloritisé*, de *mica* seul, etc.

Près la maison Amaré, se rencontrent des calcaires extrêmement riches en *dipyre* violacé [1] et en *actinote* verte. Ces minéraux sont parfois tellement abondants qu'en s'enchevêtrant, ils forment le squelette de la roche qui est remplie par de la calcite grenue, mélangée à de la *magnétite*, des paillettes de *biotite* et des cristaux de *tourmaline*. Quelques échantillons sont extraordinairement riches en tourmaline dont les petits prismes d'un violacé foncé se rencontrent en inclusions dans le dipyre et l'amphibole; ces deux minéraux sont en outre piquetés de paillettes de biotite et de grains de magnétite. L'actinote est postérieure au dipyre.

b. *Schistes micacés à dipyre.*

La disparition de la calcite conduit à des schistes micacés, analogues à ceux de Loutrein. Le ciment micacé est d'ordinaire à éléments très fins ; la *tourmaline* s'y trouve en abondance variable ; fort souvent le *dipyre* ne forme pas de cristaux nets comme dans les calcaires, mais constitue des globules ovoïdes, rappelant la forme de grains d'orge. Il est riche en paillettes de mica et en tourmaline comme dans les roches précédentes ; ce sont ces inclusions qui lui donnent sa couleur violacée. Le dipyre est parfois épigénisé en calcite ou en quartz, mais les pseudomorphoses de ce genre sont plus fréquentes dans l'*amphibole* qui l'accompagne et dont on ne voit parfois plus que les formes caractéristiques, se détachant en blanc sur le fond jaunâtre du mica.

Les inclusions de tourmaline et de mica que renferme le minéral primordial n'ont pas disparu. Plus rarement, le dipyre se décompose en produits colloïdes ou en leuchtenbergite.

Enfin dans la pâte micacée, on voit parfois apparaître de gros rhomboèdres de *dolomie*, de l'*épidote*. La pyrite n'est pas rare en gros cristaux.

C'est à des schistes micacés de ce genre, pauvres en grands cristaux, que doivent être rapportées les roches talqueuses signalées par M. Frossard, particulièrement dans le talus de la route de Pouzac à Bagnères, au dessous du château de l'Angle. Le minéral micacé n'est pas du *talc* mais une *phlogopite* incolore, à peu près dépourvue de fer. Elle est sensiblement à un axe, son signe optique est négatif, ce qui permet facilement de la distinguer de la *leuchenbergite* qui présente les mêmes caractères extérieurs mais qui en outre est beaucoup moins biréfringente. Cette phlogopite est identique à celle du Moun caou.

[1] Cette variété de dipyre a été jusqu'à présent décrite sous le nom de *couseranite*. L'examen microscopique montrant que d'une part le dipyre est souvent altéré en produits divers, et que d'une autre il est toujours riche en inclusions des plus variées, permet de comprendre pourquoi les analyses qui en ont été faites s'éloignent tant de celles du dipyre hyalin. Ces différences de composition étant toutes d'ordre extrinsèque, le nom de couseranite doit disparaître de la nomenclature minéralogique. (*Voir la note 1 de la page 112*).

Les schistes qui viennent d'être décrits sont le résultat de la transformation de lits argileux intercalés dans les calcaires. Tous leurs éléments sont souvent ponctuées de matières charbonneuses.

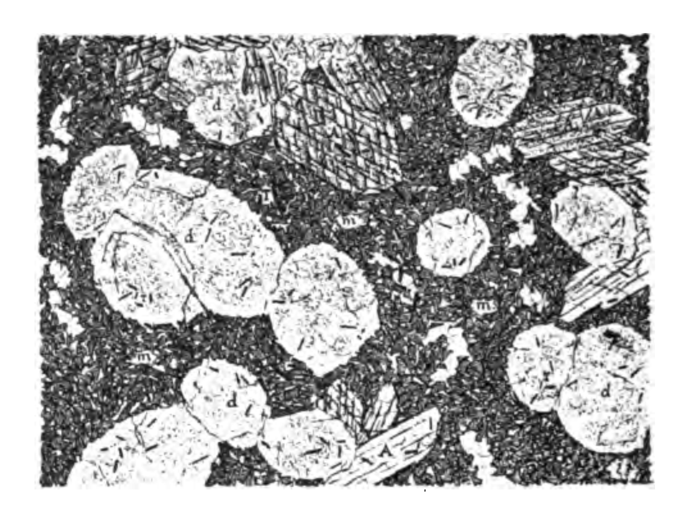


Fig. 21. — Schiste micacé à dipyre et amphibole de Pouzac.
Globules de dipyre (*d*), actinote (A) renfermant des paillettes de biotite et des aiguilles de tourmaline, englobés dans de la biotite (*m*), de la tourmaline et de la calcite (*Lumière naturelle*).

§ II. — GERDE ET ASTÉ.

Sur la rive droite de l'Adour, en amont de Bagnères-de-Bigorre, il existe des *calcaires à dipyre* à Gerde et à Asté. Les cristaux de Gerde se trouvent en très grande quantité sous forme de longs prismes quadratiques dans un calcaire grenu jaunâtre ; ils sont presque totalement transformés en calcite. Des schistes micacés à dipyre se rencontrent également dans ce gisement à proximité de roches éruptives très altérées, dont une partie doit peut-être être rattachée à la famille des *syénites*.

Il n'est pas sans intérêt de faire remarquer qu'Asté se trouve à 1 km. seulement à l'est de Médoux, où il existe des traces d'une brèche lherzolitique indiquant l'existence en profondeur d'un massif de lherzolite. Nous trouvons donc ici la contre-partie de ce que j'ai observé dans la vallée de Suc où quelques massifs apparents de lherzolite sont accompagnés de très petits pointements ophitiques.

§ III. — ARGELÈS DEBAT.

M. Frossard a trouvé à Argelès Debat, dans le lit du Sus, petit affluent de l'Arros, des roches analogues à celles de Gerde et formées dans de semblables conditions au contact d'une ophite. Les schistes micacés que m'a remis M. Frossard ne sont pas entièrement dépourvus de calcite ; dans les roches de passage aux calcaires, le mica forme des paillettes à contours nets, d'un jaune très pâle. Le quartz est assez abondant, formant parfois des filonnets microscopiques qui traversent les roches ou épigénisent le dipyre.

§ IV. — OSSUN.

M. Frossard a cité l'existence du dipyre flabelliforme, en partie transformé en chlorite, dans une marne grise d'Ossun (route de Pontacq). L'échantillon que je dois à l'obligeance de ce savant est formé par un calcaire cryptocristallin, ne contenant pas de dipyre, mais renfermant de petites paillettes incolores de mica et des cristaux de quartz, très riches en inclusions micacées.

§ V. — LYS.

J'ai donné dans ma *Minéralogie de la France*[1] l'historique de la découverte de fort beaux cristaux de *tourmaline* dans le gypse des carrières de Lys (Basses-Pyrénées). Je me suis rendu dans ce gisement mais je n'ai pas pu voir malheureusement ce minéral en place, la carrière d'où il a été tiré étant inondée depuis longtemps. J'ai eu cependant en mains de très nombreux échantillons qui m'ont été communiqués par MM. des Cloizeaux, Frossard, de Limur, de Gramont et Gourdon.

La roche éruptive de Lys est une *ophite* extrêmement altérée.

Les échantillons que j'ai examinés ne constituent évidemment que des roches exceptionnelles du gisement, car ils ont été exclusivement recueillis à cause de la tourmaline ; ils offrent cependant assez de ressemblance avec quelques-unes des roches d'Arnave pour qu'on puisse assurer que leurs conditions de gisement sont les mêmes.

a. *Gypses à minéraux.*

Dans beaucoup d'échantillons, on ne distingue à l'œil nu que des cristaux bruns de *tourmaline* dont les plus gros atteignent 3 cm. de longueur sur 1 cm. 5 de hauteur. Ils sont englobés par de belles lames transparentes de *gypse* et peuvent alors être facilement isolés.

Le plus souvent ces cristaux forment des nids au milieu d'une roche très tenace dans laquelle à l'œil nu on ne distingue en outre de la tourmaline que des lamelles blanches de *leuchtenbergite*, du *gypse*, un peu de *dolomie*, de *pyrite*, de *rutile*. L'examen microscopique fait voir que leur composition est plus complexe.

[1] *Minéralogie de la France*. Paris, Baudry, I. 105, 1893.

Les cristaux de tourmaline de ce gisement sont fort remarquables par leur richesse en faces dont plusieurs ont été trouvées par M. des Cloizeaux sur ces cristaux seulement.

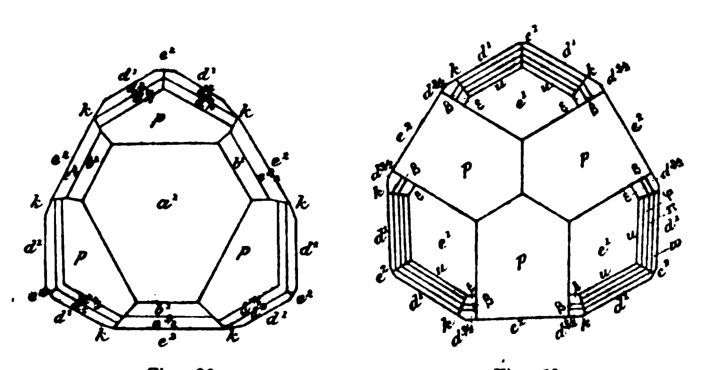


Fig. 22 Fig. 23.
Projections sur la base des formes de la tourmaline de Lys ; pôle analogue (fig. 22), pôle antilogue (fig. 23).

Les cristaux les plus simples présentent d'ordinaire à l'une de leurs extrémités p $(10\bar{1}1)$, a^1 (0001), à l'autre p $(10\bar{1}1)$, e^1 $(02\bar{2}1)$ avec ou sans $d^{1/2}(3\bar{2}51)$; plus rarement on observe les formes $d^2(21\bar{3}1)$, $d^{1/5}$ $(11.5.\overline{16}.6)$, $b^1(01\bar{1}2)$, $e^{3/2}(05\bar{5}1)$ $\varepsilon = (d^{1/3}\, d^{1/2}\, b^{1/4})(12\bar{3}1)$, $= \beta(d^{1/4}\, d^1\, b^{1/3})(34\bar{7}2)$, $u = e_{1/8}(3.13.\overline{16}.5)$, $\varphi = e_{2/5}(3.7.\overline{10}.2)$ $\pi = e_{1/4}(3\bar{8}81)$, $u = e_{2/9}(7.11.\overline{18}.2)$. Les figures 22 et 23 extraites de ma *Minéralogie de la France* indiquent la position de toutes ces faces aux extrémités du cristal. Dans la zone verticale, $e^2(10\bar{1}0)$ et $d^1(11\bar{2}0)$ sont souvent accompagnés de $k = (b^{1/2}\, d^1\, d^{1/2})(4\bar{1}\bar{5}0)$. Quelquefois allongés suivant l'axe vertical, ces cristaux sont le plus souvent raccourcis dans cette direction et quelquefois tout à fait aplatis parallèlement à a^1. Ils sont fréquemment creusés de profondes cavités.

Cette tourmaline appartient au type magnésien. Son pléochroïsme est intense dans les teintes suivantes :

n_g = brun jaune foncé.
n_p = jaune pâle ou même incolore.

Les cristaux de *rutile* sont allongés suivant l'axe vertical et présentent les faces m (110), h^1 (100), a^1 (101), b^1 (112) ; les macles suivant b^1 sont fréquentes.

Les silicates forment généralement la trame de la roche et en dissolvant le gypse par un courant d'eau, on obtient une masse caverneuse dont tous les éléments peuvent être facilement décelés à l'œil nu.

L'étude microscopique montre que la composition est plus complexe que ne le faisait supposer un premier examen à l'œil nu. Un échantillon que j'ai étudié renferme de nombreux cristaux de *rutile* souvent cerclés de *sphène* secondaire, de larges lames de *leuchtenbergite*, des rhomboèdres nets de *dolomie*, des prismes de *dipyre* et des cristaux de *quartz* englobés dans de larges plages de *gypse*. Par

places, on rencontre en outre de grands cristaux de *tourmaline*. Le quartz affecte les mêmes formes que celui de Pouzac, les sections perpendiculaires à l'axe vertical ressemblent à s'y méprendre par leur forme à celles des grands cristaux corrodés de quartz des porphyres quartzifères.

Le dipyre est presque entièrement transformé en produits micacés ; de même que le *rutile* et la *leuchtenbergite*, il est englobé par le quartz.

Un autre échantillon est plus complexe encore ; il est riche en *mica* jaune pâle à deux axes presque réunis, englobé par de grands cristaux de *leuchtenbergite* ; le quartz est remplacé par de l'*albite* en plages maclées suivant la loi de l'albite ; des cristaux d'*apatite*, des aiguilles et des fibres de *trémolite* ; enfin du *rutile*, de la *tourmaline* et de la *pyrite* complètent la roche que consolide du *gypse*.

b. *Calcaires à minéraux.*

Des calcaires à minéraux existent aussi dans ce gisement. J'ai vu notamment des échantillons renfermant des octaèdres de *magnétite*, de l'*amphibole*, du *mica*.

Les rares blocs d'ophite que l'on recueille à Lys sont extrêmement altérés, leurs fissures sont tapissées de cristaux jaune de miel de *sphène* et de *grossulaire*, de cristaux de *quartz* à formes cristallitiques et à faces souvent évidées, de rhomboèdres basés très lamelleux d'*oligiste* et enfin des cristaux de *dolomie* ferrifère. On peut voir dans cette formation filonienne de minéraux secondaires au milieu de la roche éruptive un phénomène endomorphe du même ordre que celui que j'ai signalé à plusieurs reprises dans la lherzolite.

FEUILLE DE MAULÉON

§ I. — LIBARRENX

Ce gisement est célèbre, car c'est là qu'en 1786 Gillet de Laumont et Lelièvre ont découvert le dipyre[1]. Il se trouve à 2 kilomètres au sud de Mauléon (Basses-Pyrénées), un peu en aval du moulin de Libarrenx (Com. de Gotein-Libarrenx). Je ne l'ai pas visité, mais j'ai étudié de nombreux échantillons en provenant ; je les dois en partie à la bienveillance de M. des Cloizeaux, les autres font partie de la collection de Gillet de Laumont, acquise en 1835 par le *Muséum d'histoire naturelle*. A proximité d'une ophite, le dipyre se rencontre dans diverses roches faisant partie d'une série argiloschiteuse traversée par le Saison ; la zone métamorphisée est actuellement noyée par le gave[2]. On peut distinguer dans ce gisement des calcaires à dipyre et des schistes micacés.

[1] Ce dipyre est connu sous le nom de *dipyre de Libarens* ou de Mauléon ; la *leuchtenbergite* du même gisement, analysée par Delesse, est aussi appelée quelquefois *chlorite de Mauléon* ou *mauléonite*.

[2] Des Cloizeaux, *Manuel de minéralogie*, I, 232, 1862. Ch. Frossard, *Bull. Soc. Ramond* XXVII, 1892.

a. *Calcaires à dipyre*

Ces calcaires jaunes se trouvent dans toutes les collections minéralogiques ; le *dipyre* en cristaux de 2 à 3 mm., souvent groupés en faisceaux sont le plus souvent calcifiés et dans ce cas ont perdu leur éclat vitreux ; ils sont accompagnés d'une *phlogopite* presque incolore, de *leuchtenbergite* et de *pyrite*. Fréquemment, ces cristaux de *dipyre* se transforment en *leuchtenbergite* blanche et verdâtre semblable à celle que j'ai décrite à Arnave dans de semblables conditions. Enfin de nombreux échantillons renferment de longs prismes hexagonaux de *quartz*. De Charpentier a signalé dans ce calcaire[1] l'existence d'un fossile bilvalve non déterminable.

b. *Schistes micacés.*

Ces schistes offrent la plus grande analogie avec ceux d'Engommer et de Pouzac. Ils ont été regardés par les auteurs précédents comme constitués par une argile, cette roche est en effet onctueuse au toucher et se désagrège dans l'eau. Mais quand on en fait tailler des lames minces et qu'on les examine au microscope, on constate qu'elles sont entièrement formées d'éléments cristallisés parmi lesquels domine un *mica* d'un jaune très pâle ou lamelles généralement microcristallines. Ce minéral renferme quelques rares cristaux de *tourmaline*, il est englobé par de petits grains de *quartz* assez peu abondants.

Au milieu de ce fond micacé, se trouvent de grands cristaux de *dipyre*, tantôt arrondis en forme de grains d'orge, tantôt au contraire remarquablement nets avec dans les faces *m* (110) et h^1 (100) très planes. Ce minéral contient d'ordinaire de fines inclusions micacées ; les transformations en leuchtenbergite et en calcite sont fréquentes.

Des cristaux de *pyrite* (*p*) et de *leuchtenbergite*, plus rarement d'*amphibole*, s'observent en outre dans ces roches.

Parfois le ciment micacé devient à plus grands éléments et le mica prend même des formes hexagonales quand il existe un peu de calcite.

§ II. — ASTÉ BÉON

M. des Cloizeaux[2] a signalé dans les calcaires magnésiens d'Asté Béon (vallée d'Ossau, entre Louvie Juzon et Laruns), l'existence de cristaux d'albite ; ils sont identiques comme formes à ceux de tous les calcaires décrits dans ce mémoire. D'après les notes que mon savant maître a bien voulu me communiquer, ce calcaire à albite a été rencontré non loin d'une ophite, mais pas en place. M. Seunes m'a fait remarquer que cette ophite se trouverait en contact au nord avec des calcaires jurassiques, au nord-ouest des

[1] Constit. géogn. des Pyrénées, 4, 340.
[2] *Manuel de minéralogie*, I, 324, 1862.

schistes et des calcaires carbonirères. D'après les indications du carnet de notes de M. des Cloizeaux, il est probable que ce calcaire à albite doit se trouver dans le carbonifère : cette remarque demande du reste une confirmation.

§ III. — CASTET

Je dois à l'obligeance de M. Seunes des calcaires qu'il a recueilli, non loin d'une ophite très altérée à Castet, entre Asté-Béon et Louvie-Juzon et à peu de distance de ce dernier village. L'un de ces calcaires est noir, rubané et renferme du quartz et de l'albite en grains microscopiques. L'albite s'isole parfois en veinules ne dépassant guère 0 mm. 01. Il est probable que des cristaux plus gros du même minéral se trouveront au contact immédiat de la roche éruptive.

§ IV. — ENVIRONS D'ARUDY (SYÉNITES ET PORPHYRITES).

Je cite ici comme documents deux roches métamorphiques des Basses-Pyrénées, bien qu'elles aient été produites au contact des roches différentes des ophites.

MM. Seunes et Beaugey ont signalé [1] à l'ouest d'Arudy de nombreuses roches éruptives (microgranulites, *syénites*, *diabases*, *porphyrites*) en filons dans le crétacé : elles sont certainement postdaniennes d'après ces auteurs qui ont constaté divers phénomènes de contact dans les grès et calcaires crétacés. Ils ont bien voulu me communiquer deux préparations intéressantes.

Un grès du flysch cénomanien recueilli au contact d'une *syénite augitique*, située au kilomètre 9 de la route d'Arudy à St-Christau est devenu compacte : dans une pâte quartzeuse, on observe des houppes d'aiguilles d'*actinote* formant le squelette de grands cristaux. Il existe en outre un peu de sphène.

Des marnes calcaires du même gisement ont été transformées en cornéennes à éléments extrêmement fins en grande partie formés par des grains incolores de *pyroxène*, de *sphène* englobés par de l'orthose finement grenue. Dans quelques lits apparaissent des traînées de paillettes de *biotite* : par places un peu de *dipyre* en plages plus grandes remplace l'orthose.

Ces cornéennes rappellent quelques types de contact de la lherzolite, bien qu'elles soient beaucoup moins cristallines que celles qui s'observent au contact de cette roche.

L'étude approfondie, au point de vue qui m'occupe ici, des gisements découverts par MM. Seunes et Beaugey fournira probablement des documents intéressants.

[1] *C. Rendus*. CIX. 509, 1889.

FEUILLE DE LUZ

COL DE LURDÉ

Dans les calcaires noirs du col de Lurdé (au sud des Eaux-Bonnes, et tout près de la limite des feuilles de Luz et d'Urdos), M. des Cloizeaux a signalé du quartz noir [1] développé au contact de l'ophite.

En dissolvant des blocs de calcaire de ce gisement dans l'acide chlorhydrique, j'ai isolé non seulement le *quartz* en cristaux allongés suivant l'axe vertical et longs de plusieurs centimètres, mais encore une grande quantité d'un *mica* en lamelles hexagonales blanches, souvent allongées suivant l'arête pg^1 (001) (010). Le plan des axes optiques est parallèle à g^1 (010) : 2E = 40° environ. Ce mica est un *phlogopite* très pauvre en fer : il est accompagné d'aiguilles de *rutile*.

Je rappellerai que c'est dans les calcaires jaunes du même gisement que se rencontrent les cristaux de pyrite bien connus [$^1/_2$ b^2 (210)] présentant tous la macle par pénétration dite *macle de la croix de fer* (l'un des cristaux composant de la macle dérive de l'autre par rotation de 90° autour d'un axe quaternaire du cube)

FEUILLE DE BAYONNE

BÉDOUS, VILLEFRANQUE ET BIARRITZ

En terminant, je citerai encore quelques gisements que je n'ai pas visités moi-même et dont l'étude détaillée fournira sans doute des documents intéressants au point de vue qui m'occupe ici.

M. Beaugey [2] a en effet signalé des cristaux d'*albite* (du type précédemment étudié) dans des calcaires dolomitiques triasiques qu'il a observés près du clocher de Bédous. Ils atteignent 5 mm. et se sont formés au contact d'une *ophite*.

Le même auteur a indiqué la production de cristaux d'*albite*, de *dipyre* et de *quartz* dans les calcaires de la tranchée du chemin de fer qui précède le tunnel de Villefranque sur la voie de Bayonne à Ossès ; ces calcaires alternent avec des argiles bariolées gypsifères qui ont été aussi modifiées au contact de l'ophite, sans que ces transformations aient été décrites par l'auteur.

Enfin M. Stuart Menteath [3] a signalé des cristaux de *dipyre* et de *quartz* dans les calcaires en contact avec l'ophite située sur le bord de la mer entre Biarritz et Caseville. M. Beaugey y a trouvé en outre de l'*albite* [4].

[1] *Bull. Soc. géol.* 2e série. XIX, 418, 1862. Ces cristaux de quarz sont souvent vendus comme couseranite noire et c'est sous ce nom qu'ils se trouvent dans beaucoup de collections.

[2] *Bull. Soc. minér.*, XIII, 57, 1890.

[3] *Bull. Soc. géol.*, 3e série, XVI, 36, 1887.

[4] *Op. cit.*

TROISIÈME PARTIE

RÉSUMÉ ET CONCLUSIONS

CONCERNANT LES

PHÉNOMÈNES DE CONTACT DE LA LHERZOLITE

ET DE QUELQUES OPHITES DES PYRÉNÉES

CHAPITRE PREMIER

§ I. — RÉSUMÉ DES PHÉNOMÈNES DE CONTACT DE LA LHERZOLITE DES PYRÉNÉES.

Dans ce mémoire, j'ai démontré la nature intrusive de la lherzolite. Cette roche a profondément modifié les assises liasiques et son âge est assez bien fixé puisque dans l'Ariège, on la rencontre en galets à la base de la brèche calcaire représentant l'oolithe.

La lherzolite ne présente elle-même aucune modification endomorphe à son contact avec les roches sédimentaires.

Les roches métamorphisées étaient originellement constituées par des *calcaires*, des *marnes argilo-calcaires* et très rarement par des *grès* ; elles sont souvent encore riches en matière charbonneuse. Comme elles sont toujours recouvertes par les calcaires du jurassique supérieur et comme elles n'apparaissent que sur de petites étendues, il n'est pas possible de suivre une couche métamorphisée à une grande distance de la lherzolite et par suite de déterminer l'étendue de la zone d'action de cette roche.

L'intensité des phénomèmes métamorphiques est du reste variable. A Prades, la matière charbonneuse des calcaires ne disparaît complètement que dans une zone de quelques mètres dans laquelle le calcaire est devenu blanc et à grands éléments : il renferme en cristaux de plusieurs centimètres de longueur les miné-

raux qui, à 500 mètres du contact, se rencontrent encore en cristaux microscopiques dans les calcaires noirs régulièrement stratifiés.

Au bois du Fajou, au contraire, la silicatisation est encore complète à 100 mètres du contact.

Au port de Saleix, le métamorphisme des calcaires est encore très notable à 1 km. 5 du pointement lherzolitique de Bernadouze, mais comme celui-ci n'apparaît que grâce à l'érosion du flanc nord de la chaîne calcaire de Vicdessos-Lherz, dont le port de Saleix limite le versant sud, rien ne prouve que la lherzolite ne se prolonge pas au sud sous les crêtes calcaires qui séparent Bernadouze du port de Saleix, et il n'est pas possible de tirer des conclusions positives de cette observation.

Dans un seul gisement, au Tuc d'Ess, il m'a été donné d'observer des roches modifiées au contact immédiat de la lherzolite et d'en trouver d'autres à environ 500 mètres plus loin ; la comparaison de ces roches à leurs deux stades de transformation est fort instructive.

Calcaires et marnes calcaires. — Si l'on excepte le gisement du Moun caou dans lequel le minéral métamorphique le plus abondant est l'*albite*, les minéraux qui se rencontrent dans tous les contacts de la lherzolite étudiés dans ce mémoire sont les mêmes, bien qu'ils présentent dans leurs associations de très nombreuses variations dont quelques-unes sont particulières à des gisements déterminés ; les minéraux néogènes que j'ai observés sont les suivants :

Dipyre (1), *feldspaths* (*orthose*, *microcline*, *bytownite*, *anorthite*, plus rarement *albite*, *oligoclasse-albite*, *andésine*, *labrador*), *micas* (*biotite*, *phlogopite*, plus rarement *muscovite*), *amphiboles* (*hornblendes* variées, *actinote*, *trémolite*), *pyroxènes* (*diopside* plus ou moins ferrugineux), *tourmaline*, *rutile*, *sphène*, *magnétite*, *apatite*, *quartz*, *graphite*, *magnétite*, *oligiste*.

[1] Le dipyre découvert en 1786 par Gillet de Laumont (schorl blanchâtre de Mauléon) a été nommé par Haüy (*Tr. de Minéralogie*, III. 244, 1801). En 1828, J. de Charpentier décrivit, sous le nom de couzeranite (tirée du nom de l'ancienne province du Couseran, dont Massat était la capitale) les cristaux noirs du port de Saleix dont il ne sut pas reconnaître l'analogie avec le dipyre (Mémoire sur la constitution géognostique des Pyrénées, 224). Dufrénoy étudia ce minéral (*Ann. Chimie et Physique*, XXXVIII. 280, 1828, Sur la couzeranite) qu'il crut monoclinique et dont il donna une première analyse. M. des Cloizeaux a fait voir que cette substance était quadratique et voisine du dipyre (*Manuel de minéralogie*, I. 228). L'examen microscopique donne la raison des divergences dans les résultats des analyses de dipyre et de couseranite. Les cristaux désignés sous ce dernier nom sont soit altérés, soit le plus souvent criblés d'une telle quantité de mica, tourmaline, quartz, albite, matière charbonneuse, etc., que les analyses données jusqu'à présent représentent moins la composition chimique du minéral que celle de ses inclusions. Dans un même échantillon, on voit souvent des cristaux limpides et d'autres noirs plus ou moins ternes, de telle sorte que l'on a souvent signalé le *dipyre* et la *couseranite* dans un même gisement (à Pouzac notamment). Les propriétés optiques et en particulier la biréfringence de tous les minéraux désignés sous ces deux noms sont les mêmes et l'identité des substances qu'ils désignent me paraît absolue, aussi le mot couseranite me semble-t-il devoir disparaître complètement de la nomenclature minéralogique et ne l'ai-je pas employé dans ce mémoire.

M. Ch. Frossard a proposé (*Bull. Soc. minér.* XIII, 187, 1890) de réserver le nom de couseranite au dipyre altéré, ce changement de nom est contraire aux règles de la nomenclature ; il serait peu logique du reste, les cristaux des gisements originaux de *couseranite* de Charpentier et de Dufrénoy n'étant pas constitués par du dipyre altéré, mais par du dipyre intact riche en inclusions de nature variée.

Enfin il faut y ajouter comme éléments rares le *spinelle*, l'*épidote* et le *grenat*. Je n'ai trouvé ce dernier minéral que dans deux échantillons de gisements distincts (Vicdessos et Fontête-rouge).

Tous ces minéraux sauf la tourmaline se rencontrent à la fois dans les calcaires cristallins et dans les roches entièrement silicatées provenant de la transformation de calcaires argileux et de marnes calcaires. Quelques-uns sont particulièrement abondants dans certains gisements, c'est ce qui a lieu pour l'amphibole à Lordat. La tourmaline au contraire manque à Prades.

Les roches métamorphiques entièrement silicatées sont remarquables par leur très grande cristallinité, comparable pour quelques-unes d'entre elles à celle des roches gneissiques. Elles se rencontrent associées entre elles ou alternant avec des calcaires à minéraux et constituent de nombreux types pétrographiques qui passent les uns aux autres ainsi qu'aux calcaires cristallins.

A peu d'exception près, ces diverses roches métamorphiques se rencontrent presque toutes dans tous les gisements décrits dans ce mémoire, mais elles s'y présentent avec une importance relative très différente, le type le plus abondant d'un gisement constitue souvent une exception dans un gisement voisin. Ces différences s'expliquent aisément par les différences locales de composition chimique des sédiments métamorphisés ; elles constituent les caractéristiques de chacun des gisements étudiés.

Les phénomènes de contact observés le long de la chaîne pyrénéenne sont donc tous comparables entre eux et cette similitude des produits métamorphiques est évidemment le reflet de l'uniformité des conditions dans lesquelles s'est produite l'intrusion de la lherzolite au milieu de sédiments de composition et d'âge analogues ou même identiques.

Je passerai rapidement en revue les principales roches métamorphiques de contact immédiat de la lherzolite.

Les *cornéennes* sont des roches denses, très tenaces ou très fragiles, tantôt à éléments extrêmement fins, tantôt à éléments de plusieurs centimètres de plus grande dimension.

Leurs éléments essentiels sont constitués par du *dipyre*, des *feldspaths* (orthose à anorthite), des *pyroxènes*, des *amphiboles*, de la *tourmaline*, du *mica*, du *sphène*, du *rutile*. Elles sont fréquemment rubannées par suite de la concentration dans des lits distincts des éléments colorés (micas, pyroxènes ou amphiboles). Quand le mica est très abondant, la roche devient schisteuse et passe aux divers types de schistes micacés. Les plus grandes variations existant dans ces cornéennes tiennent à la coexistence du dipyre et des feldspaths, ou à l'existence de l'un seulement de ces minéraux comme élément essentiel. J'ai étudié en détail les structures de ces roches, elles sont très variées : on y rencontre notamment de beaux exemples de structure pœcilitique.

Les *schistes micacés* ressemblent parfois à des micaschistes tant leur cristallinité est grande.

Leur minéral caractéristique est la *biotite* ; elle est toujours accompagnée

d'un élément blanc, *dipyre* ou *feldspath* (*orthose*, *oligoclase-albite*, *bytownite*. *bytownite* ou *anorthite*).

On peut, même à l'œil nu, distinguer ces schistes en deux groupes. Dans les *schistes micacés tachetés* qui dominent au bois du Fajou, à Lordat, dans la forêt de Freychinède, au Tuc d'Ess, on observe au milieu du mica, riche en inclusions de pyroxène et de tourmaline, des taches blanches ayant de 1 mm. à 1 c. de diamètre ; elles sont constituées soit par un globule ou un cristal de dipyre renfermant en inclusions les minéraux précités, soit par un mélange d'anorthite ou et pyroxène.

A Lordat, la cristallinité de quelques-uns de ces schistes tachetés est moindre, le pyroxène manque ; il apparaît de longs cristaux d'actinote et la roche rappelle celles qui seront retrouvées plus loin au contact des ophites.

Dans une autre catégorie de *schistes micacés* (Croix de Ste-Tanoque, Fontète rouge, Lherz), il n'existe plus de taches blanches, le feldspath ou le dipyre, ou bien ces deux minéraux réunis sont régulièrement grenus et généralement moulés par la biotite. La structure de beaucoup de ces roches est remarquablement identique à celle des schistes micacés de contact du granite, alors que dans d'autres elle rappelle celle des micaschistes. Dans quelques gisements (Fontète rouge), le feldspath dominant est la *bytownite*, parfois associée à l'*orthose*. A Prades, on trouve souvent du *microcline*, de l'*orthose* accompagnée d'*anorthite*. A la Fontète rouge, le *mica* est fréquemment accompagné et presque complètement remplacé par de la *hornblende*. Ces schistes alternent en lits minces avec des cornéennes qui n'en diffèrent que par la disparition du mica.

Dans plusieurs gisements (Prades, Vicdessos), ces divers types de schistes renferment du quartz qui est toujours néogène, mais qui provient en partie de la recristallisation de grains de quartz ancien.

Les *roches amphiboliques* présentent deux types : l'un a l'aspect d'une diorite ; il est formé en grande partie par l'enchevêtrement de longues aiguilles de *dipyre* et *d'actinote*. L'autre offre l'apparence d'une *amphibolite*, mais au microscope il se montre généralement riche en *feldspath basique* grenu, parfois en *dipyre*, en *calcite*, en *sphène*, etc.

Ces roches très amphiboliques manquent à Prades bien que dans ce gisement l'amphibole abonde dans les cornéennes. Elles n'existent pas davantage à la Croix de Ste-Tanoque. Dans les autres gisements, la hornblende, qui en forme l'élément caractéristique, est tantôt peu ferrifère et de couleur claire (Lordat, Tuc d'Ess), tantôt assez ferrifère et alors d'un vert plus foncé (Forêt de Freychinède, Fontète rouge).

Au Moun caou, les seuls minéraux formés dans les calcaires sont l'*albite*, la *phlogopite*, la *leuchtenbergite*, le *sphène* et la *pyrite*. L'albite offre toujours les macles de l'albite, du roc Tourné et de Carlsbad ; avec le mica, elle constitue parfois des nodules entièrement silicatés englobés au milieu du calcaire.

Dans toutes ces roches de contact immédiat de la lherzolite, le pigment charbonneux qui les colorait avant leur transformation a disparu ; il n'en est plus de même quand on étudie ces mêmes roches à quelques centaines de mètres de la lherzolite, la matière charbonneuse y est alors intacte ou transfor-

mée en graphite. Il n'existe plus, en fait, de roche entièrement silicatée, que des *schistes micacés* à éléments très fins, extrêmement riches en matière charbonneuse. Ils renferment souvent du quartz et passent à de véritables *quartzites micacés*. Toutes ces roches sont riches en grands cristaux de *dipyre*.

Tandis que dans les types entièrement silicatées, le dipyre gêné dans son développement par la cristallisation des autres éléments prend toujours des formes globuleuses et n'atteint que très rarement 1 cm. de plus grande dimension, dans les calcaires éloignés du contact de la lherzolite, au contraire, se développent de grands cristaux de dipyre atteignant parfois 4 cm. de longueur (montée du port de Massat, Lherz, port de Saleix). La netteté de leurs faces est souvent parfaite dans la zone verticale [m(110), h^1(100)]. Ils ne présentent jamais aucun sommet distinct. Les actions mécaniques subies par toutes les roches de la région montagneuse où s'observe la lherzolite, ont souvent tordu et brisé en plusieurs tronçons les grands cristaux de dipyre dont les fragments, peu déviés de leur position originelle, sont ressoudés par de la calcite. Le dipyre fixe en grande abondance le pigment charbonneux du calcaire et renferme en inclusions les autres minéraux métamorphiques (mica, pyrite, quelquefois orthose ou quartz).

Au port de Saleix et au Tuc d'Ess, les schistes micacés sont traversés par des filonnets quartzeux renfermant du mica blanc, du dipyre, parfois de la zoïsite. Ils développent largement les mêmes minéraux sur leurs salbandes dont ils transforment la matière charbonneuse en *graphite*.

Toutes les fissures des roches métamorphiques qui viennent d'être décrites, y compris les calcaires, aussi bien au contact de la lherzolite que loin d'elle, sont tapissés de nombreux cristaux de *zéolites*, parmi lesquelles domine la *chabasie*. Il est probable que la plupart de ces minéraux sont de formation récente et sans relations nécessaires avec les phénomènes métamorphiques de la lherzolite. Je les ai trouvés en effet dans les Pyrénées, au milieu des roches les plus diverses : granite, gneiss, roches métamorphisées par le granite, etc., et particulièrement dans les régions disloquées à travers lesquelles les circulations d'eau sont faciles.

Grès. Je n'ai pu recueillir qu'un seul contact de la lherzolite et de *grès* (ravin de la Plagnole) Ces roches sont transformées en *quartzites* par la recristallisation en mouvement des grains de quartz qui sont criblés d'aiguilles de *rutile*, de *tourmaline* néogènss. Ils englobent en outre de l'*andalousite*, de la *sillimanite* et de rares paillettes de *mica*. Il y a donc identité complète entre ces phénomènes de contact de la lherzolite et ceux du granite.

§ II. — COMPARAISON DES PHÉNOMÈNES DE CONTACT DE LA LHERZOLITE PYRÉNÉENNE ET DE CEUX DES PÉRIDOTITES DE DIVERS GISEMENTS.

Les phénomènes de contact déjà connus de péridotites peuvent être résumés en quelques lignes.

M. Lotti [1] a décrit à l'île d'Elbe le contact de *serpentines* de *péridotites* et de *calcaires* et *schistes argilocalcaires* liasiques et éocènes. Au cap Norsi, les calcaires liasiques sont devenus spathiques sur 30 cm. et se sont chargés de cristaux verts de *grenat*; au milieu de couches peu modifiées se sont développés des lits minces du même minéral. Dans un autre gisement les calcaires éocènes ont été silicifiés et sont devenus riches en cristaux de *pyroxène* et de *pyrite*.

Les macignos calcaires de la même région étudiés par M. Dalmer sont devenus cristallins et se sont chargés de *grenat* et d'*épidote* au contact de *serpentine* [2].

On peut rapprocher de ces observations celles que M. Weinschenk a faites dans le sud du Venediger Stock (Alpes du Tyrol) [3].

Dans une zone de chloritochistes et de schistes calcaires micacés, cet auteur a constaté au contact d'amas de serpentine (provenant d'une pyroxénolite pauvre en olivine), l'existence de *cornéennes* de composition variée. A proximité immédiate de la serpentine, ces cornéennes sont surtout formées d'*épidote* et de *zoïsite* (avec en outre *calcite*, *amphibole*, *chlorite*, *magnétite*, *pyrite*, et peut-être *feldspath triclinique*); plus loin, on observe des cornéennes riches en *idocrase*, *diopside*, *épidote* et en gros cristaux rouges de *grenat*; à une plus grande distance encore de la serpentine, ces cornéennes sont surtout constituées par du *grenat*. Elles sont associées à des *chloritoschistes* à grands cristaux de *magnétite*.

Tout en considérant ces roches comme le résultat de la transformation des calcaires argileux sous l'action de la pyroxénolite, l'auteur fait remarquer l'inégalité des phénomènes de transformation qui ne s'observent qu'au toit ou au mur des masses de serpentine, ce qui ne s'explique guère dans l'hypothèse de l'origine intrusive de la roche éruptive. On a vu plus haut en effet que toutes les fois que j'ai observé dans les Pyrénées des bosses intrusives de lherzolite, le métamorphisme est uniforme tout autour d'elles.

M. Weinschenk attribue une semblable origine à la roche bien connue d'*idocrase* et de *diopside* du Piz Longhin, ainsi qu'aux roches à *grenat*, *idocrase*, etc., de la vallée d'Ala en Piémont.

Les différences capitales qui existent entre le petit nombre d'observations qui précèdent et celles que j'ai faites moi-même dans les Pyrénées sautent aux yeux. Les minéraux développés au contact de ces péridotites ou serpentines ne présentent rien de caractéristique Ce sont ceux que l'on rencontre le plus souvent dans les calcaires modifiés par les roches éruptives quelconques (*granites*, *syénites*, *diorites*, etc.), c'est-à-dire le *grenat*, l'*idocrase*, l'*épidote*. Or tous ces minéraux manquent totalement dans les contacts de lherzolite des Pyrénées.

Quant au *dipyre*, à la *tourmaline*, aux *micas*, aux *feldspaths* (tricliniques et monocliniques), qui constituent les caractéristiques des contacts pyrénéens, ils ne se rencontrent pas dans les gisements précités.

[1] *Memorie descrittiva della Carta d'Italia Descriz. geol. dell Isola d'Elba*, 87, 1886.
[2] *Zeitschr. f. Naturwissenchaft*, LVII, 1884.
[3] Ueber Serpentine aus dem ostl. centrale Alpen und deren Contactbildungen. München, 1891.

Deux gisements américains ont fourni des documents, peu détaillés il est vrai, mais qui se rapprochent de ceux des Pyrénées : à 7 km. S.-E. de Willard, dans l'Eliott Cy (Kentucky), se trouve un dyke de péridotite (*dunite à pyrope*) dont M. Diller [1] a étudié le contact avec des *schistes carbonifères*. Ceux-ci sont formés par une masse argileuse, riche en aiguilles de *rutile*, et contenant des grains *clastiques* de *quartz* et de *feldspath*, accompagnés par un *pigment charbonneux*.

Au contact de la péridotite, la roche devient schisteuse par suite du développement de lamelles orientées de *biotite*. La matière charbonneuse se concentre parfois dans des taches opaques, entourées par un mélange de *mica* et de *feldspath* [2]. La roche offre alors l'aspect des *spilosites* de contact des diabases. La péridotite renferme en outre des enclaves schisteuses plus ou moins modifiés. Elles sont entourées par une enveloppe de *mica blanc* et sont elles-mêmes très riches en micas (incolores ou colorés), et en un minéral jaune, isotrope, soluble dans les acides qui n'a pu être déterminé par l'auteur.

Geo. Williams [3] a décrit un échantillon de *serpentine* de Syracuse (Onondaga Saltgroup, New York) renfermant une enclave de *calcaire*. Le contact des deux roches est formé par une zone d'*amphibole* verte aciculaire, avec probablement un peu de *biotite*.

En terminant, je citerai une autre observation qui prête à discussion. A. Favre a signalé [4] l'existence de cristaux d'*albite* dans des calcaires triasiques du Mont Jovet, à l'est de Moutiers, à leur contact avec une serpentine. « Dans le haut du ravin de Bozel, dit-il, on observe de la serpentine entre les couches de calcaire noir du Mont Jovet et la formation du gypse ; elle occupe une zone longue et étroite qui passe à la croix du Mont Jovet. Sur la ligne de contact de la serpentine et du calcaire, il s'est formé un marbre résultant du mélange de ces deux roches. Près de là, on voit également de la dolomie blanche contenant des cristaux d'albite qui a l'apparence d'un vrai calciphyre semblable à celui de la Maurienne. Le calcaire noir du Mont Jovet renferme aussi des cristaux d'albite identiques à ceux de Villarodin en Maurienne ».

L'albite abonde dans les calcaires triasiques des Alpes françaises dans des régions où, d'après les géologues qui ont étudié la région (notamment Lory, MM. Marcel Bertrand [5] et Termier), il ne serait pas possible de faire intervenir l'action des roches éruptives (serpentine et enphotide) qui existent quelquefois seulement à leur voisinage. Je crois donc faire quelques réserves sur l'identité absolue des conditions de gisement de l'albite du Mont Jovet et de celle des Pyrénées. Les conclusions d'A. Favre sont cependant vraisemblables, puisqu'elles

[1] *Amer. Journ. of Sc.* XXXII, 124, 1888 et *Bull. U. S. Geol. Survey*, n° 38, 21, 1887.

[2] M. Diller ne dit pas quels sont ces feldspaths, s'ils sont néogènes ou s'ils sont au contraire constitués par les grains clastiques de microcline, d'orthose et de feldspath triclinique du sédiment non modifié.

[3] *Amer. Journ. of Sc.* XXXIV, 143, 1887.

[4] Recherches géologiques dans les parties de la Savoie... voisines du Mont Blanc. Paris, III, 230, 1867.

[5] M. Marcel Bertrand, qui a fait récemment une étude approfondie du Mont Jovet (*Bull. Soc. géol.*, 3e série, XXII, 149, 1894), a constaté la cristallinité d'une partie des calcaires du Mont Jovet, sans toutefois parler de ces cristaux d'albite.

sont identiques à celles auxquelles m'a conduit l'étude du Moun caou. J'aurai l'occasion de revenir sur ces cristaux d'albite des Alpes dans le chapitre III.

J'ai fait voir que dans les gisements pyrénéens, la lherzolite ne présentait aucun phénomène endomorphe au contact des sédiments modifiés. Dans l'Eliott Cy et à Syracuse, les péridotites (serpentines) au contraire présentent à leurs contacts des modifications de structure, consistant, pour la première, dans le développement d'une structure variolitique, pour la seconde, dans une structure à deux temps très distincts.

Ces différences peuvent s'expliquer par les différences de conditions de gisement ; les péridotites américaines dont il vient d'être question constituant des dykes, se sont refroidies plus rapidement sur leurs salbandes, tandis que les masses intrusives pyrénéennes ont dû se refroidir très lentement et d'une façon plus uniforme. Les brèches de contact observées dans les Pyrénées indiquent en outre que la lherzolite n'était pas très fluide au moment de son intrusion. On comprend dès lors que l'influence des salbandes n'ait pu se faire sentir et que la roche éruptive n'ait subi de modifications endomorphes, ni de structure, ni de composition minéralogique. C'est sans doute aussi à ces différences de conditions de gisement qu'il y a lieu aussi d'attribuer la différence d'intensité du métamorphisme exomorphe exercé par ces roches sur les sédiments voisins.

CHAPITRE II

OPHITES

§ I. — RÉSUMÉ DES PHÉNOMÈNES DE CONTACT DES OPHITES PYRÉNÉENNES

L'uniformité des caractères des phénomènes de contact des ophites pyrénéennes est bien plus grande encore que celle qu'on observe au contact des lherzolites, ce qui s'explique là encore par l'analogie de composition des roches modifiées et par l'identité probable des conditions dans lesquelles ces transformations se sont effectuées sous l'influence des mêmes agents chimiques.

Les roches métamorphisées par l'ophite sont des *calcaires*, des *marnes calcaires* et des *grès*.

Les minéraux développés au milieu d'eux sont les suivants : *dipyre*, *albite*, *quartz*, *biotite*, *leuchtenbergite*, *clinochlore*, *actinote*, *trémolite*, *tourmaline*, *apatite* *rutile*, *sphène*, *pyrite*, *oligiste*, *magnétite* se présentant tous en cristaux distincts.

La tourmaline se trouve parfois en grande abondance ; ses cristaux atteignent 3 cm. de diamètre ; le dipyre et l'actinote forment également des cristaux de

plusieurs centimètres, l'albite ne dépasse guère 5 mm. ; elle présente toujours les mêmes formes avec les macles suivant les lois de l'albite, du roc Tourné et de Carlsbad.

Dans quelques-uns des gisements étudiés, comme celui de Pouzac, par exemple, on trouve une extrême variété dans la façon dont ces minéraux s'associent, deux bancs de calcaires situés à quelques mètres de distance, ayant rarement la même composition minéralogique.

Calcaires et marnes calcaires. — Les marnes calcaires donnent seules par leur transformation des roches entièrement silicatées. Elles sont essentiellement constituées par un fond de *biotite* microcristalline,renfermant souvent des grains de *quartz*, des aiguilles de *rutile*, de *tourmaline* et englobant de grands cristaux porphyroïdes de *dipyre*, souvent accompagnés d'*actinote*. *L'albite* y est plus rare. Ces schistes sont peu cohérents et se délayent dans l'eau, ce qui les a fait prendre pour des argiles talqueuses. Ils sont généralement riches en pyrite.

Dans un grand nombre de gisements, les ophites sont accompagnées d'*anhydrite* et de *gypse*. La formation de ces sulfates me paraît postérieure au métamorphisme du calcaire et des marnes calcaires qui les accompagnent. En effet, les produits métamorphiques sont identiques dans les gisements gypsifères, (Arnave, Arignac) et dans ceux dans lesquels il n'existe pas de gypse (Pouzac). De plus, l'anhydrite et le gypse renferment identiquement les mêmes minéraux que les bancs de calcaires au milieu desquels ils se trouvent : à Arnave, il me semble peu douteux que les calcaires aient été transformés en anhydrite et ce minéral en gypse. J'aurai, du reste, l'occasion de traiter ultérieurement cette question en étudiant les nombreux gisements pyrénéens de gypse à cristaux de quartz bipyramidé et à cristaux d'aragonite dont je ne me suis pas occupé dans ce travail.

Grès. — Je n'ai étudié que deux gisements de grès triasiques modifiés au contact des ophites (Lez, Cierp). Ils sont transformés en *quartzites* dans lesquels se sont développés en abondance de la *trémolite*, de l'*actinote*, du *dipyre* et du *sphène*[1].

§ II. — COMPARAISON DES PHÉNOMÈNES DE CONTACT DES OPHITES PYRÉNÉENNES ET DE CEUX DE ROCHES ANALOGUES PROVENANT D'AUTRES RÉGIONS.

Il existe en Algérie une grande quantité de pointements ophitiques, associés à des gypses et à des calcaires renfermant, d'après MM. Curie et Flamand, des minéraux offrant une très grande analogie avec ceux qui se trouvent dans les Pyrénées, dans de semblables conditions (*dipyre*, *albite*, *tourmaline*, *pyrite*) (Aïn

[1] Ce sont ces derniers minéraux qui se forment dans les grès cénomaniens des environs d'Arudy au contact d'une *syénite augitique*. Les marnes calcaires qui leur sont associées se transforment en cornéennes à grains extrêmement fins avec *pyroxène*, *sphène*, *mica*, *orthose*, *dipyre*, qui rappellent plus les roches de contact des lherzolites que celles des ophites.

Nouissy, environs de Dublineau) : ces savants regardent ces gypses comme d'origine métamorphique [1].

J'ai décrit dans ma *Minéralogie de la France*[2] des cristaux de tourmaline découverts autrefois par Nicaise et Montigny, à 4 km. en amont de l'Oued Bouman et de l'Oued Harrach (près Blidah) et qui offrent une grande analogie de formes avec ceux d'Arnave ; de couleur très variée (vert émeraude à jaune pâle), ces cristaux se trouvent d'après Ville, aussi bien dans les calcaires que dans les gypses provenant de leur altération.

M. de Launay m'a récemment communiqué un cristal de tourmaline jaune de la même forme, associé à de la pyrite dans le gypse de Rovigo.

Enfin M. Delage a signalé[3] dans les calcaires des environs du village de l'Arba, non loin de l'Oued Djemma (affluent de l'Oued Harrach), de jolis cristaux verts de tourmaline. En dissolvant un échantillon de ce calcaire par un acide, j'ai pu isoler, outre la pyrite et le quartz, de la *leuchtenbergite*, du *rutile* et de l'*albite* (forme des cristaux du Moun caou). Ces associations minéralogiques sont donc absolument identiques à celles des roches d'Arnave et de Lys.

Dans ce gisement il n'existe pas d'ophite en place, mais M. Delage, a trouvé des blocs d'une roche verte essentiellement formée par du *dipyre* et de l'*amphibole*. Il l'a décrite comme une roche éruptive, tandis que MM. Curie et Flamand[4] qui ne l'ont pas retrouvée en place, la considèrent comme une roche métamorphique.

J'ai moi-même décrit cette roche à deux reprises [5] ; elle est exclusivement formée de grandes plages de *dipyre* piquetées de calcite et associées à une *amphibole* verte fibreuse. Après avoir à nouveau étudié les échantillons que je dois à l'obligeance de M. Delage, et les avoir comparés aux divers types analogues étudiés dans ce mémoire, j'avoue ne pouvoir trancher définitivement la question de son origine, car si elle est très analogue à la roche métamorphique du col del Picouder, près Vicdessos. elle se rapproche à certains égards de quelques ophites dipyrisées. Nous sommes donc ici en présence d'une difficulté du même ordre que celles qui ont été signalées plusieurs fois au cours de ce mémoire.

En résumé, l'identité des phénomènes métamorphiques observés dans les gisements pyrénéens et algériens, paraît complète. et il est à souhaiter que des études détaillées viennent compléter les résultats sommaires qu'on possède à l'heure actuelle sur cette question.

Les phénomènes de contact algériens sont les seuls que l'on puisse comparer d'une façon absolue, avec ceux des ophites pyrénéennes. En effet, dans la plupart des contacts de diabase et de calcaire observés dans d'autres régions, ces dernières roches sont transformées en *cornéennes* essentiellement formées

[1] *Carte géol. d'Algérie*. Roches éruptives, Alger, 1890, 15.
[2] *Op. cit.* 109.
[3] *Le Sahel d'Alger* (*Thèse*) Montpellier, 153.
[4] *Op. cit.*
[5] *Bull. Soc. minér.*, XII, 167, 1889 et XIV, 22, 1891.

par des silicates calciques, parmi lesquels dominent le *grenat* et l'*idocrase*, associés à des *pyroxènes*, etc. On peut donc faire à leur égard les mêmes observations que pour les contacts de péridotites dont il a été question plus haut; ces phénomènes ne présentent pas d'analogie avec ceux qui m'ont occupé dans ce mémoire.

Cependant MM. Andreæ et Osann, ont décrit récemment[1] aux environs de Weehawken et d'Hoboken (New-Jersey), d'intéressantes transformations effectuées par une masse intrusive de diabase dans les assises du système de Newark (*schistes argileux* avec intercalations d'*arkoses* et de *calcaires*). Elles présentent quelques minéraux communs avec mes roches de contact.

Ces auteurs ont décrit deux catégories de *cornéennes*, alternant entre elles en lits minces; l'une micacée est d'un gris foncé, elle est essentiellement formée de *feldspath* (en partie triclinique) et de *mica*, avec souvent des cristaux de *tourmaline* noire, dont les cristaux atteignant 3 mm. sont entourés d'une zone blanche exclusivement feldspathique. La seconde variété de cornéenne est très compacte et dure, d'un gris clair ou d'un gris verdâtre, elle est constituée par un mélange à grains fins de *diopside*, de *hornblende* verte, de *biotite*, d'aiguilles entrelacées de *trémolite*, de *grenat*, d'*idocrase*, d'*épidote*; le *feldspath* et le *sphène* sont peu abondants. La calcite se présente par places en masses spathiques. Ces cornéennes sont rubanées, les lits colorés sont riches en amphibole et en biotite, les lits clairs en pyroxène.

Si l'on fait abstraction du *grenat*, de l'*idocrase* et de l'*épidote*, ces cornéennes paraissent assez analogues à quelques-unes de celles de contact de la lherzolite, mais il est surtout intéressant de noter au milieu de ces roches l'existence de la *tourmaline*, si abondante dans les roches de contact pyrénéennes.

Les roches résultant de la transformation des schistes paléozoïques (*spilosites*, *desmosites*, *adinoles*) sous l'influence des diabases du Hartz et du Nassau, de la Saxe, sont bien connus depuis les classiques travaux de Lossen, de Kayser; des types analogues ont été retrouvés dans de semblables conditions dans de nombreux autres gisements, et notamment dans le pays de Galles par M. Teall et en Bretagne par M. Barrois[2]. Les minéraux développés dans ces roches sont les suivants : *micas* (*muscovite* et *séricite*), *chlorite*, *quartz*, *albite*, *rutile* et accessoirement *asbeste* ou *actinote*, *sphène*, *ilménite*, *calcite*, *tourmaline*, *pyrite* (souvent transformée en limonite).

Le pigment charbonneux de la roche originelle a plus ou moins complètement disparu.

Les schistes transformés présentent des aspects différents suivant que le chlorite est uniformément répartie dans la roche (*spilosites*) ou qu'elle est concentrée dans des amandes ou lits spéciaux (*desmosites*). Elle est toujours très abondante.

Dans les *adinoles*, la proportion du quartz est beaucoup plus grande que

[1] *Verhandl. naturhist. Medicin Verein zu Heidelberg.* N. F. V. 16. 1894.
[2] *Bull.*, n° 7.

dans les roches précédentes, la chlorite est remplacée par des aiguilles d'actinote qui peuvent être très clairsemées, mais ne disparaissent jamais entièrement.

D'après cette courte description, on peut voir quelles sont les différences qui existent entre ces *spilosites*, *desmosites* et *adinoles* et les *schistes micacés* de contact des ophites. Dans ces derniers, le mica est l'élément dominant ; il appartient exclusivement au groupe de la *biotite* : la chlorite est très peu ferrifère (*leuchtenbergite*) et toujours subordonnée par rapport au mica : elle ne se groupe pas en nids distincts ; sauf des cas spéciaux, le quartz est peu abondant, les roches micacées pyrénéennes doivent donc être comparées non aux adinoles, mais aux spilosites et desmosites. L'*albite* de ces dernières roches est presque toujours remplacée dans les roches pyrénéennes par du *dipyre* en longs cristaux, ce minéral est très souvent accompagné d'actinote (rare dans les spilosites) se présentant également en cristaux porphyroïdes. Le rutile ne manque guère, et quand il n'existe pas, il est remplacé par du sphène qui souvent s'est formé à ses dépens. Enfin la pyrite est très abondante.

Les roches paléozoïques ont été, avant et après leur métamorphisme de contact, soumises à des actions modifiantes d'origine si variée qu'il peut y avoir, dans certains cas, incertitude sur l'origine de quelques-uns de leurs éléments composants : c'est ce qui a lieu notamment pour la *tourmaline* que M. Rosenbusch [1] et M. Zirkel [2] indiquent comme pouvant être un élément normal des schistes, antérieur à l'action de la diabase.

Pour les gisements pyrénéens, l'incertitude n'est plus permise, puisque l'argile liasique normale ne renferme aucun silicate cristallisé et que la *tourmaline* en est un des éléments métamorphiques les plus constants, qui peut parfois, (à Arnave et à Lys) atteindre plusieurs centimètres de plus grande dimension. Cette constatation doit donc faire considérer comme probable l'origine métamorphique la tourmaline des spilosites et des desmosites dont elle ne constitue du reste qu'un élément rare.

L'albite si abondante dans les contacts du Hartz est clairsemée dans les schistes micacés pyrénéens et, comme je l'ai dit plus haut, le plus souvent complètement remplacée par du dipyre qui paraît spécial aux contacts qui nous occupent. Mais elle est fréquente dans les calcaires en cristaux dont la netteté contraste avec la structure microcristalline de l'albite des adinoles et des spilosites.

J'ai indiqué plus haut qu'A. Favre a attribué à l'action de serpentine le développement de cristaux d'albite dans les calcaires triasiques du mont Jovet en Tarentaise. A Villarodin, près Modane en Maurienne, on connaît depuis longtemps dans des calcaires triasiques des cristaux d'*albite*. A proximité de ce gi-

[1] *Mikroskopische Physiographie*, 2e Aufl., 239, 1887.
[2] *Lehrb. der Petrographie*, II, 719, 1894.

sement, se trouve un massif d'*euphotide* qui, d'après M. Marcel Bertrand[1], serait postérieur à ces calcaires tout en ne les ayant pas percés. On peut se demander dès lors si la formation de ces cristaux n'est pas liée à la venue de la roche triasique. Ne connaissant pas ce gisement, je me borne à poser la question.

En terminant, je rappellerais que dans l'anhydrite de Villarodin, associée aux calcaires à albite, M. des Cloizeaux a signalé autrefois des blocs de *calcaire* noir à surface corrodée, des cristaux de *dolomie*, de *quartz*, d'*albite* et enfin des grains verdâtres dont la composition donnée par l'analyse suivante de M. Pisani est très voisine de celle de la *groppite* des cipolins de Gropptrop en Suède.

	Grains de Modane	Groppite
SiO^2	48.20	45.01
Al^2O^3	19.70	22.55
MgO	12.80	12.28
CaO	1.64	4.55
FeO	3.38	»
Fe^2O^3	»	3.06
Na^2O	7.22	0.20
K^2O		5.23
H^2O	7.06	7.11
	100.00	100.00

M. des Cloizeaux avait observé en 1864 que ces grains étaient peu transparents, qu'ils paraissaient en général monoréfringents, et que quelques-uns d'entre eux renfermaient de petites plages transparentes à un axe positif, pouvant être du quartz. Mon savant maître a bien voulu me donner ces échantillons pour les étudier en lames plus minces que celles qu'il avait examinées autrefois. J'ai pu constater que cette substance était très héterogène ; quelques grains sont formés par de petites lamelles d'une *chlorite* blanche peu biréfringente à un axe positif, associées à des aiguilles de *rutile* et de *tourmaline*. Dans d'autres, on voit apparaître des cristaux d'*albite*, enfin quelques grains sont formés par un agrégat à grands éléments d'albite et de chlorite blanche toujours accompagnées de rutile et de tourmaline. Ces grains très cristallins sont donc, au point de vue de la composition et de la structure, comparables aux nodules entièrement silicatés du Moun caou.

L'analogie de composition, montrée par les analyses ci-dessus, entre les grains de Villarodin et la groppite, est donc toute fortuite, et il est bien certain que si l'on pouvait analyser isolément plusieurs grains de la substance de Villarodin, aucun d'eux ne présenterait strictement la même composition.

[1] *Bull. Soc. géol.*, 3e série, XXII, 149, 1894.
[2] *Bull. Soc. géol.*, 2e série, XXII, 25, 1864.

CHAPITRE III

CONCLUSIONS

§ I. — COMPARAISON DU MODE D'ACTION DE LA LHERZOLITE ET DES OPHITES

Il résulte des faits exposés dans ce mémoire que les phénomènes de contact de la lherzolite et ceux des ophites présentent entre eux la plus remarquable analogie. Ils ne diffèrent guère les uns des autres que par leur intensité, moins grande dans le cas des ophites que dans celui des lherzolites.

Les minéraux caractéristiques de ces contacts, c'est-à-dire le *dipyre*, la *tourmaline*, les *micas*, l'*albite*, les *amphiboles*, la *chlorite*, le *rutile* et le *sphène*, plus rarement le *quartz*, se rencontrent comme éléments néogènes dans toutes ces roches métamorphiques. Mais dans les sédiments modifiés par la lherzolite, ils sont souvent accompagnés d'*orthose*, de *microcline*, de *feldspaths tricliniques basiques*, de *pyroxène*, etc. L'albite et la chlorite (*leuchtenbergite*) sont plus communes dans les contacts d'ophite que dans ceux de lherzolite ; dans les premiers de ces contacts, en outre, la tourmaline se présente plus fréquemment en gros cristaux que dans les derniers. Souvent les ophites sont accompagnées de gypse et d'anhydrite que l'on ne rencontre jamais associés à la lherzolite.

L'existence constante du *dipyre*, aussi bien au contact de la lherzolite qu'à celui de l'ophite, rend parfois difficile l'exacte appréciation de la part due à chacune de ces roches dans les phénomènes métamorphiques des régions où elles existent à proximité l'une de l'autre.

Les transformations métamorphiques dues aux ophites peuvent être comparées à celles qui s'effectuent à quelque distance de la lherzolite, plutôt qu'à celles que l'on observe au contact immédiat de cette roche. La lherzolite seule, en effet, détermine la formation de roches entièrement silicatées dont la cristallinité rappelle celle des schistes cristallins, tandis que le plus généralement les schistes micacés de contact de l'ophite sont constitués seulement par des aiguilles de dipyre et d'amphibole englobées dans une masse de mica microcristallin.

§ II. — COMPARAISON DES PHÉNOMÈNES DE CONTACT DES LHERZOLITES ET DES OPHITES AVEC CEUX DES AUTRES ROCHES ÉRUPTIVES.

Les cornéennes formées aux dépens de calcaires et de schistes argilo-calcaires par les *granites*, les *syénites*, les *diorites*, les *diabases*, les *péridotites* (autres que les lherzolites des Pyrénées)[1], etc., présentent une telle analogie de composition

[1] Il en est de même pour les cornéennes formées aux dépens des enclaves calcaires des roches volcaniques les plus diverses (andésites de Santorin, phonolites du Kaiserstuhl, basaltes du Vivarais, etc.). (*Les Enclaves des roches volcaniques*, Mâcon, 1893).

minéralogique dans les gisements les plus divers, qu'aucune d'entre elles n'est vraiment caractéristique de l'action métamorphique d'une roche éruptive déterminée ; le *grenat*, l'*idocrase*, la *wollastonite*, l'*épidote* en sont les éléments les plus fréquents, souvent associés du reste avec du *pyroxène*, de l'*amphibole*, du *mica* et des *feldspaths*.

Les contacts de lherzolite et d'ophite des Pyrénées viennent rompre cette monotomie en présentant des minéraux spéciaux et des types pétrographiques particuliers. Il est fort curieux que pour les lherzolites, l'uniformité des produits de contact soit rompue dans un ordre inverse de celui que l'on pouvait supposer *à priori*. Il est en effet remarquable que, d'une façon constante, les calcaires modifiés au contact de cette roche essentiellement magnésienne et dépourvue d'alcalis (ou extrêmement pauvre en alcalis) se chargent surtout de minéraux riches en alcalis, tels que l'*albite*, l'*orthose*, le *microcline*, le *dipyre*, les *micas*. Les analyses de ces couches métamorphiques indiquent [1] jusqu'à près de 9 0/0 d'alcalis qui doivent être nécessairement considérés comme d'origine étrangère à la composition normale du sédiment métamorphisé.

Ce fait montre d'une façon éclatante que les modifications métamorphiques ont été effectuées non par la lherzolite elle-même, mais par les fumerolles ou sources thermales qui ont accompagné sa venue [2]. L'analogie des transformations effectuées par les ophites et par les lherzolites fait voir en outre que, dans

[1] M. Duparc a bien voulu faire faire dans son laboratoire de l'Université de Genève les analyses suivantes :

a. Roche amphibolique de la forêt de Freychinède.
b. Cornéenne peu micacée du bois du Fajou, par M. Brunet.
c. Cornéenne du bois du Fajou, par M. Brunet.
d. Schiste micacé à dipyre (éléments très fins) de Lordat, par M. Brunet.
e. Schiste micacé tacheté du bois du Fajou, par M. Favre.
f. Schiste micacé tacheté du bois du Fajou, par M. Joukowsky.

	a	*b*	*c*	*d*	*e*	*f*
SiO^2	37.58	49.10	47.35	41.50	44.22	43.02
Al^2O^3	11.20	24.19	13.20	15.95	13.90	14.83
Fe^2O^3	} 12.44	2.21	2.65	»	»	} 5.72
FeO		4.50	»	7.07	6.05	
MnO	»	traces	»	»	»	»
CaO	15.30	11.20	18.15	8.40	17.55	12.72
MgO	16.79	1.82	12.06	16.95	12.26	14.13
K^2O	1.60	5.70	3.20	} 8.89	1.85	3.57
Na^2O	1.20	1.38	3.42		1.18	5.38
Perte [3]	2.50	0.60	0.94	1.25	1.05	1.25
	98.61	100.96	101.47	100.00	99.06	100.63

[2] Dans mon mémoire sur les *Enclaves des roches volcaniques*, j'ai montré combien étaient généralement limités les phénomènes de transformation dus à l'action en quelque sorte personnelle des roches éruptives sur les roches avec lesquelles elles se trouvent en contact ; à moins que ces dernières ne soient absorbées, ces transformations sont d'ordre purement physique. Quand l'absorption a lieu, il se produit des roches à composition intermédiaire entre celle de la roche éruptive et celle de la roche modifiée. Il en est de même pour les roches intrusives ; or, aucun phénomène de ce genre ne s'observe au contact de la lherzolite. Je reviendrai plus loin sur ce sujet.

[3] Fluor, bore et eau non dosés.

les Pyrénées, ces deux roches, de *composition différente*, ont été accompagnées de fumerolles de *composition qualitativement identiques*.

Les conditions dans lesquelles ces agents métamorphiques ont agi sur les sédiments en contact avec la roche éruptive n'ont sans doute pas été exactement les mêmes dans le cas des lherzolites et dans celui des ophites.

L'abondance et la cristallinité des *schistes micacés à feldspath ou à dipyre* rapproche le mode d'action de la lherzolite de celui du granite plus que de celui de toute autre roche éruptive. Je n'insisterai pas pour l'instant sur cette analogie qui sera développée dans un *Bulletin sur les phénomènes de contact du granite dans les Pyrénées,* qui paraîtra sous peu. Je ferai remarquer seulement que la feldspathisation effectuée sous l'influence des lherzolites est toujours limitée au contact immédiat de la lherzolite, et qu'à quelques centaines de mètres, elle est toujours remplacée par le développement sporadique de *dipyre* et parfois de biotite.

Une différence essentielle distingue les phénomènes de contact de ces deux roches. Le granite semble avoir exercé une action corrosive intense sur les roches au milieu desquelles il a fait intrusion. M. Michel Lévy a insisté [1] sur le peu de dislocations effectuées pendant la mise en place de nombreux massifs granitiques dont les contacts semblent se fondre insensiblement avec la roche intrusive. Celle-ci présente alors des transformations endomorphes aussi intenses que les transformations exomorphes développées autour d'elles. J'ai moi-même observé des faits identiques dans les contacts granitiques des Pyrénées.

Dans les contacts de lherzolite au contraire, on ne trouve rien de semblable. Il n'y a aucun terme de passage entre les sédiments modifiés et la masse intrusive qui s'est fait brusquement sa place en disloquant les assises liasiques et en produisant à son contact des brèches d'origine mécanique. Celles-ci semblent indiquer un défaut de plasticité de la lherzolite au moment de son intrusion.

Un fait qui mérite d'appeler l'attention consiste dans l'abondance de la tourmaline dans tous les contacts de lherzolite ou d'ophite : ce minéral est donc loin d'être exclusivement caractéristique des roches granulitiques.

La formation simultanée de minéraux de basicité et d'affinité aussi différentes que le *microcline*, l'*orthose* et le *quartz* d'une part, et l'*anorthite* de l'autre n'est pas moins remarquable. Ces associations rappellent celles que l'on observe dans les schistes cristallins et dans les pegmatites.

On a vu plus haut que les alcalis ont été certainement apportés dans ces roches métamorphisées; il en est évidemment de même du bore de la tourmaline d'une partie de la magnésie, du fer et de la silice. Quant à la chaux, à l'alumine, et à une partie de la silice, elles ont été fournies par les roches sédimentaires normales. Cela est bien mis en évidence pour l'alumine par ce fait que, sauf le pyroxène et l'amphibole qui abondent dans les calcaires, la plupart des miné-

[1] *Bull. n° 36*, p. 36, 1893.

raux néogènes sont alumineux et plus abondants dans les marnes que dans les calcaires cristallins[1].

La richesse en matière organique de beaucoup de calcaires renfermant à la fois un grand nombre de minéraux (*dipyre*, *mica*, *albite*), et des fragments de tests délicats de fossiles non altérés (Port de Saleix), implique d'une façon nécessaire pour ces transformations métamorphiques une température relativement peu élevée. Les expériences de MM. Friedel et Sarrasin, de MM. Ch. et G. Friedel dans lesquelles ces savants ont reproduit par voie humide en solution alcaline et au-dessous du rouge sombre l'*albiote*, l'*anorthite*, les *micas*, etc., indiquent la direction dans laquelle devront être dirigées les recherches synthétiques, destinées à élucider les phénomènes métamorphiques qui nous occupent et d'une facon plus générale tous les phénomènes de contact. L'étude des calcaires métamorphiques des tufs de la Somma et du Latium m'a déjà conduit à cette même conclusion [2].

Il y a lieu de noter à cet égard la facilité avec laquelle l'albite a cristallisé au milieu des calcaires métamorphiques des Pyrénées dans lesquels elle présente toujours des formes remarquablement nettes, à opposer aux formes arrondies que l'orthose et les feldspaths basiques possèdent dans de semblables conditions.

L'association fréquente du quartz et de l'albite dans ces roches métamorphiques est encore un argument en faveur de l'hypothèse tendant à expliquer la production de ce minéral par des phénomènes hydrothermaux. Elle est encore rendue probable par le développement exagéré de dipyre et du mica aux salbandes des veinules de quartz à dipyre qui traversent les schistes liasiques du port de Saleix et du Tuc d'Ess, à quelque distance de la lherzolite.

En terminant, je ferai remarquer que tous les phénomènes métamorphiques qui viennent d'être énumérés peuvent en somme être expliqués par des apports dans les roches modifiées d'un petit nombre de substances chimiques qui sont précisément celles qui abondent parmi les produits volatils accompagnant les éruptions des roches volcaniques de composition quelconque (*leucotéphrites* du Vésuve. *basaltes* de l'Islande et de l'Etna, *andésites* de Santorin et du Krakatoa, etc.). On s'explique dès lors la ressemblance des produits métamorphiques développés au contact de roches éruptives de composition différente.

Si ces produits volatifs sont *qualitativement* semblables, il ne s'ensuit pas nécessairement qu'ils soient *quantitativement* identiques dans deux centres éruptifs de même composition et *a fortiori* dans ceux dé composition différente; comme, d'autre part, les conditions dans lesquelles ils exercent leur action peuvent elles-mêmes varier, il est possible de comprendre pourquoi la même roche n'agit pas toujours de la même façon sur les sédiments de même composition qui se trouvent à son contact dans des localités distinctes.

[1] On peut comparer la formation par voie hydrothermale de l'albite dans les calcaires en contact avec les ophites à la production du même minéral dans les filons de blende d'Anglas, près des Eaux-Bonnes. J'y ai trouvé en effet des cristaux d'*albite*, associés à des cristaux de *quartz*, de *chlorite*, de *blende* et d'*harmotome*. L'albite présente la même forme que dans les calcaires étudiés dans ce mémoire.

[2] *Les enclaves des roches volcaniques*, Mâcon, 315 1893.

En résumé, la composition quantitative des produits volatils ou solubles accompagnant la venue d'une roche éruptive, la nature originelle des sédiments modifiés et enfin les conditions physiques dans lesquelles s'effectue le contact constituent trois facteurs qui peuvent varier indépendamment les uns des autres et produire des roches métamorphiques différentes au contact d'une même roche éruptive, étudiée dans deux gisements distincts ou des types métamorphiques analogues, au contact de deux roches éruptives minéralogiquement différentes.

§ III. — OBSERVATIONS SUR LA FORMATION DU DIPYRE DANS LES ROCHES MÉTAMORPHIQUES [1] DES PYRÉNÉES.

J'ai démontré que le *dipyre* ne manque dans aucun des contacts de lherzolite ou d'ophite étudiés dans ce mémoire [2]. Il en constitue donc l'une des meilleures caractéristiques. Depuis longtemps les relations existant entre ces roches et le dipyre ont été signalées, mais de nombreux auteurs ont aussi attribué la production de ce minéral à l'action du granite ou à des phénomènes dynamométamorphiques. Pour tous les gisements que j'ai personnellement étudiés, je crois pouvoir rejeter complètement ces deux hypothèses.

J'ai fait voir d'autre part que, dans les régions pyrénéennes étudiées dans ce mémoire le granite est toujours antérieur à la base du jurassique inférieur dans lequel il se trouve en galets. Par suite cette roche ne peut avoir eu aucune influence sur le développement du dipyre dans les calcaires liasiques. Je montrerai prochainement en outre que dans les très nombreux contacts du granite et des calcaires et schistes argileux paléozoïques que j'ai minutieusement étudiés dans les Pyrénées, il n'existe jamais de dipyre, même dans les roches métamorphiques (schistes micacés feldspathiques) offrant à d'autres égards quelque analogie avec les types de contact de la lherzolite. Quant aux calcaires métamorphisés par le granite, leurs minéraux caractéristiques (*grenat, idocrase, wollastonite*) sont de ceux qui ne se rencontrent jamais dans les contacts de lherzolite. Le port de Saleix est fort instructif à cet égard en montrant à quelques centaines de mètres les uns des autres des exemples de ces deux catégories de roches de contact.

Quant à l'hypothèse de la production du dipyre par des phénomènes dynamométamorphiques contemporains de la formation de la chaîne pyrénéenne, je ne puis l'accepter pour plusieurs raisons. Dans l'Ariège (*Feuille de Foix*) les calcaires à dipyre abondent dans la brèche du jurassique supérieur dont le ci-

[1] Le dipyre abonde dans les Pyrénées comme produit secondaire formé aux dépens des feldspaths de toutes les roches basiques. Pour les détails concernant ce genre de gisement, je renvoie à ma *Minéralogie de la France*.

[2] Ces cristaux, atteignant parfois plusieurs centimètres de longeur, présentent généralement des formes nettes dans la zone verticale, ils sont très rarement terminés par des pointements distincts : a^1 (101) avec ou sans b^1 (112). [St Béat, Pouzac]. Très fréquemment les actions mécaniques, subies postérieurement à leur formation par la roche qui les renferme, les ont déformés ou brisés.

ment ne contient pas ce minéral. La formation du dipyre dans cette région est donc antérieure au jurassique supérieur. D'autre part, on trouve dans de nombreux gisements de l'Ariège des calcaires et marnes calcaires du crétacé (et notamment du gault) offrant une grande analogie de composition minéralogique avec les sédiments liasiques. Ces roches sont peu distantes des calcaires jurassiques à dipyre et reposent même parfois directement sur eux. Elles ne sont en contact ni avec des lherzolites, ni avec des ophites; elles ne sont pas marmorisées et ne contiennent pas de dipyre. Elles ont été évidemment soumises aux mêmes actions mécaniques que les roches jurassiques qu'elles recouvrent et on ne comprend pas dès lors comment les mêmes actions dynamiques appliquées à des sédiments analogues auraient pu produire un métamorphisme énergique sur les uns et rester sans effet sur les autres.

§ IV. — COMPARAISON DES PHÉNOMÈNES DE CONTACT DES ROCHES SECONDAIRES PYRÉNÉENNES ET DES TRANSFORMATIONS SUBIES PAR DES ROCHES ALPINES EN DEHORS DE L'ACTION DE ROCHES ÉRUPTIVES.

Si je crois nécessaire d'attribuer les modifications minéralogiques des calcaires secondaires pyrénéens exclusivement à des phénomènes de contact de roches éruptives, d'autre part, il me paraît utile de montrer l'analogie que ces modifications présentent avec quelques-unes de celles qui s'observent dans des calcaires des Alpes occidentales n'ayant pas subi l'action de roches éruptives, d'après les savants qui les ont étudiés en place.

J'ai parlé plus haut de l'existence de cristaux d'albite dans les calcaires triasique du Mont-Jovet en Tarentaise et dans ceux de Villarodin en Maurienne, au contact de *serpentines* ou d'*euphotides* et de l'existence possible d'une liaison de cause à effet entre la présence de ces roches basiques et la formation de ces cristaux de feldspath. Mais en dehors de ces deux cas dont l'interprétation peut du reste prêter à discussion, il existe dans cette même région une quantité considérable de gisements de calcaires renfermant du mica, de l'albite, du quartz, etc., soit en cristaux microscopiques, soit en gros cristaux et dans les- de l'avis des géologues autorisés qui ont étudié cette région et en particulier de Lory, de MM. Marcel Bertrand et Termier le développement de ces minéraux est indépendant de la venue de toute roche éruptive.

Je n'ai visité aucun gisement de cette région, je ne puis donc discuter avec autorité leur mode de formation, mais j'ai étudié beaucoup d'échantillons provenant des plus célèbres d'entre eux (col du Bonhomme dans le massif du Mont Blanc, fort de l'Esseillon entre Modane et Bramans et enfin roc Tourné, près Modane), et je puis donner mieux quelques indications minéralogiques qui montreront leur analogie avec quelques-unes des roches de contact des lherzolites et des ophites. L'albite de tous ces gisements présente toujours le macle du Roc Tourné, qui, on l'a vu plus haut, ne manque jamais dans l'albite des calcaires pyrénéens.

Je dois à l'amitié de M. le commandant Ply, environ 150 kg. de calcaire à

albite du roc Tourné dont j'ai pu faire une étude spéciale. Ils ne présentent à l'œil nu que des cristaux d'albite variant de 4 mm. à 2 cm. M. Ply m'a fait remarquer que la distribution de ces cristaux dans les calcaires est irrégulière. Ils paraissent être surtout abondants le long des fentes parcourant ces roches[1]. Parmi les échantillons étudiés se trouvent des filonnets de quartz, atteignant plusieurs centimètres d'épaisseur. Quand on les attaque par un acide, on constate qu'à leur contact avec les calcaires ils sont hérissés de cristaux d'albite qui s'implantent sur la paroi du quartz. Il y a donc liaison intime entre la production de l'albite et celle de ces veines quartzeuzes et identité du mode de formation de ces cristaux d'albite et de ceux de dipyre signalés plus haut dans les schistes de Saleix et du Tuc d'Ess au contact de filonnets de quartz. On peut les comparer aussi aux cristaux de trémolite et de talc dont j'ai observé la production dans les schistes siluriens de Pitourless en Lordat (Ariège), au contact de filons de quartz [2], qui sont sans aucun doute d'origine hydrothermale.

En traitant par l'acide chlorhydrique près de 100 kg. de calcaire du roc Tourné, j'ai trouvé, dans le résidu insoluble, non-seulement d'innombrables cristaux d'albite, mais encore des cristaux de *quartz*, de *pyrite* et une petite quantité de minéraux lourds parmi lesquels dominent le *rutile* [cristaux allongés présentant les formes $m(110)$, $h^1(100)$, $a^1(101)$, $b^1(112)$ avec macles suivant b^1 et groupements réticulés], le *sphène* [cristaux jaunes atteignant 1 mm. à forme pseudo-rhomboédrique grâce à l'égal développement des faces[3] $p(001)$ et m (110)], et enfin plus rarement de petits cristaux jaunes limpides et bipyramidés de *tourmaline* offrant la forme des cristaux d'Arnave. Le rutile se concentre parfois dans l'albite qu'il colore en noir, il s'implante aussi souvent sur les cristaux d'albite et de quartz.

Voilà donc plusieurs des minéraux caractéristiques des contacts pyrénéens formés dans des roches sédimentaires par voie hydrothermale et probablement en dehors de toute action de roches éruptives. Si du reste la proximité des roches basiques de la région de Modane laisse dans l'esprit quelques doutes sur l'indépendance, admise jusqu'à présent, entre ces roches éruptives et la formation de minéraux par voie hydrothermale dans les calcaires triasiques. Il existe dans les Alpes françaises des gisements analogues sur l'origine desquels il n'y a plus aucune ambiguité possible.

M. Lory [1] a montré en effet que l'albite n'existe pas seulement dans le trias où elle est souvent associée à du mica et à du quartz, mais encore à l'état microscopique dans l'infralias (Champ près Vizille), dans le lias à Vilette en Tarentaise (elle y est associée à de la tourmaline) et même dans le calcaire nummulitique de Montricher près St Jean-de-Maurienne, etc.

Les septarias oxfordiens de Meylan sont bien connues pour leurs géodes tapissées de cristaux de quartz hyalin, de célestine, de dolomie dont la formation

[1] Il y a lieu de remarquer que tous ces cristaux sont intacts, ne présentent aucune trace de déformation micanique, contrairement à ce qui arrive d'ordinaire aux cristaux de dipyre des calcaires pyrénéens.

[2] *Bull. Soc. Minér.* XIV, 306, 1891.

[3] pm (001) (110) = 114°30, mm (110) $(1\bar{1}0)$ = 113°31'.

[4] *C. Rendus*. CV, 99, 1887.

par voie aqueuse et à basse température ne peut être mise en doute. J'en ai extrait par l'acide chlorhydrique un résidu assez abondant de petits cristaux de feldspath associés à de rares aiguilles de rutile et à de petits cristaux de pyrite.

Il n'est pas sans intérêt de faire remarquer que les associations minéralogiques qui viennent d'être signalées particulièrement dans les calcaires de Modane sont identiques ou analogues à celles que l'on observe dans la même région ou dans le Dauphiné dans des conditions filonniennes des plus caractérisées.

Le filon plombifère de Pesey en Tarentaise, situé entre les gypses triasiques et les schistes permiens, a fourni autrefois de superbes cristaux d'*albite*, associés à du *quartz* et à des rhomboèdres de *dolomie*. Un filon situé dans le trias aux environs de Moutiers [1] renferme, associés à du quartz, les aiguilles jaune d'or de rutile (*sagénite*), qui se trouvent dans toutes les collections françaises.

Enfin, les fissures des granulites de l'Oisans contiennent, on le sait, en grande abondance des cristaux d'*albite*, associés à du *quartz*, du *rutile* (et plus fréquemment de l'*anatase*) et du *sphène* [2].

Dans cette même région, M. Termier a récemment décrit [3] une très intéressante série de roches schisteuses qu'il attribue au houiller, au permien et au trias (massif de la Vanoise) et dans lesquelles les transformations métamorphiques ne peuvent être mises sur le compte de l'action d'aucune roche éruptive. Parmi les minéraux formés dans ces schistes et calcaires métamorphiques, un grand nombre (*rutile*, *tourmaline*, *feldspaths* (albite, orthose, etc.), *micas*, *chlorites*, *amphiboles*, *quartz*, etc.) leur sont communs avec les contacts pyrénéens, alors que d'autres en plus petit nombre (*chloritoïde*, *glaucophane*) sont spéciaux au massif de la Vanoise. Ces roches possèdent une structure schisteuse très caractérisée due au violent laminage qu'elles ont subi.

Pour M. Termier, ces roches ont été transformées par dynamométamorphisme, la chaleur nécessaire à leur cristallisation étant uniquement due aux mouvements orogéniques.

§ V. — CONCLUSIONS GÉNÉRALES.

Au point de vue général de l'histoire du *Métamorphisme de contact*, l'étude des contacts de la lherzolite apporte des faits précis permettant de rendre compte du mécanisme des transformations métamorphiques exercées par les roches éruptives.

Les sédiments à l'état normal étaient dépourvus de minéraux individualisés, autres que la calcite microcristalline et parfois un peu de quartz clastique ; tous les minéraux cristallisés qu'ils renferment au contact de la lherzolite sont donc bien d'origine métamorphique, et liés à la venue de cette roche puisqu'ils ne se

[1] Héricart de Thury. *J. des Mines*, XV, 401, an XII (1808).

[2] L'axinite, l'épidote, la prehnite qui abondent aux environs du bourg d'Oisans, se trouvent dans des gisements distincts de ceux des minéraux précités, ils tapissent les fentes des schistes cristallins et particulièrement des amphibolites.

[3] *Bull.* n° 26.

rencontrent qu'auprès d'elles, et d'autant plus abondamment que le gisement considéré en est plus rapproché.

L'influence de la chaleur fournie par la roche éruptive est nettement mise en évidence par ce fait qu'au contact de la lherzolite les sédiments ont perdu complètement leur matière colorante organique qui réapparaît à quelques centaines de mètres du contact.

L'impuissance de la roche éruptive à opérer des transformations métamorphiques par l'action de sa propre substance est démontrée par la nature des minéraux métamorphiques produits à son contact. Tandis que la lherzolite, très magnésienne est dépourvue d'alcalis, les sédiments métamorphisés,au contraire en renferment en abondance, ainsi que d'autres éléments, tels que le bore, le titane qui n'existent pas davantage dans la roche éruptive.

La roche modifiée a fourni une partie des éléments nécessaires à la formation des minéraux néogènes, mais beaucoup de ces éléments ont été certainement apportés des profondeurs sous forme d'émanations ou de fumerolles, ayant une composition chimique différente de celle de la roche éruptive. Leur action a été surtout énergique au contact immédiat de celle-ci, c'est-à-dire à leur point de sortie ; c'est là en effet que les roches sédimentaires ont été entièrement transformées en silicates, tandis qu'à une certaine distance de la lherzolite, leur action a été en s'affaiblissant, impuissante qu'elle était à transformer complètement la roche sédimentaire : plus loin enfin, elle s'est réduite à des phénomènes hydrothermaux [1] plus ou moins énergiques.

Il se passe donc en grand dans ces contacts ce que l'on observe en petit dans les calcaires drusiques de la Somma [2]. Quand en effet dans ceux-ci on étudie une cavité drusique, grâce à laquelle les fluides minéralisés ont pu pénétrer dans le calcaire, on voit que la paroi de celle-ci est entièrement silicatée ; à mesure que l'on s'éloigne de la surface d'imprégnation, les minéraux métamorphiques deviennent de moins en moins abondants et changent de nature.

En terminant, je crois utile de faire remarquer ici les différences qui existent entre les résultats des travaux récents concernant le métamorphisme dans les Alpes occidentales et ceux auxquels m'ont conduit mes études personnelles dans les Pyrénées.

Dans les Alpes occidentales, en effet, une venue basique éruptive (*serpentines*, *euphotides*, etc.) peut être comparée au point de vue de la composition et de l'âge, aux *lherzolites* et aux *ophites* des Pyrénées, mais ce n'est pas à cette série de roches que MM. Marcel Bertrand et Termier [3] ont rapporté la production des minéraux métamorphiques des roches alpines auxquelles je fais allusion ici : on

[1] C'est ainsi par exemple qu'au Port de Saleix et au Tuc d'Ess, on trouve au milieu des roches métamorphisées et à plus de 500 mètres de la lherzolite des filonnets de *quartz* qui ne se rencontrent pas au contact immédiat de la roche éruptive, sans doute parce qu'au moment de l'intrusion, la température y était suffisante pour que la totalité de la silice exogène ait pu se combiner pour former des silicates.

[2] *Les enclaves des roches volcaniques*, p. 313.

[3] *Bull. Soc. géol.* 3e série, XXII-116. 1894, et *op. cit.*

a vu plus haut qu'ils recourent soit au métamorphisme régional, soit au dynamométamorphisme pour expliquer la cristallinité des intéressantes roches qu'ils ont étudiées [1].

Dans les Pyrénées, malgré l'intensité des phénomènes dynamiques qui ne paraissent le céder en rien à ceux qu'ont subi les roches alpines [2], j'ai pu constater avec précision que les *phénomènes de contact* jouent un rôle prépondérant dans la production des nombreuses roches métamorphiques que l'on rencontre dans toute l'étendue de la chaîne. Les minéraux qu'ils ont produit ont été souvent profondément déformés par les actions mécaniques postérieures à leur formation.

Il y a donc une différence caractéristique à ce point de vue entre les Alpes et les Pyrénées et cependant, l'analogie des minéraux formés dans ces deux régions, semble impliquer tout au moins l'analogie des réactions chimiques qui les ont produites par voie hydrothermale.

---

[1] En ce qui concerne les cristaux d'albite de beaucoup de calcaires alpins, Lory admettait qu'il n'y avait pas de relation d'effet à cause entre leur formation et les mouvements alpins. Cela paraît peu douteux pour le feldspath de Meylan et des divers gisements des environs de Grenoble.

[2] Dans mon prochain bulletin sur les *phénomènes de contact du granite*, je décrirai les remarquables phénomènes d'écrasement que l'on peut constater sur les feuilles de Foix, de Quillan, de Prades et de l'Hospitalet, dans les granites, les granulites, les schistes cristallins et les roches palévoïques métamorphisés ou non par les roches granitiques.

TABLE DES MATIÈRES

PREMIÈRE PARTIE

LHERZOLITES

CHAPITRE IV. — **Roches filoniennes traversant la lherzolite.**

I. Roches non feldspathiques (pyroxénolites et amphibololites).

II. Roches feldspathiques.

CHAPITRE V. — **Etude particulière des divers phénomènes de contact.**

FEUILLE DE FOIX

FEUILLE DE BAGNÈRES

FEUILLE DE TARBES

DEUXIÈME PARTIE

OPHITES

Etude préliminaire des divers phénomènes de contact

FEUILLE DE FOIX

FEUILLE DE BAGNÈRES

FEUILLE DE TARBES

FEUILLE DE MAULÉON

FEUILLE DE LUZ

FEUILLE DE BAYONNE

TROISIÈME PARTIE

RÉSUMÉ ET CONCLUSIONS CONCERNANT LES PHÉNOMÈNES DE CONTACT DE LA LHERZOLITE ET DE QUELQUES OPHITES DES PYRÉNÉES

CHAPITRE PREMIER. — **Lherzolites**

CHAPITRE II. — **Ophites.**

CHAPITRE III. — **Conclusions.**

Laval. — Imp. et Stér. E. JAMIN, 8, rue Ricordaine.

446

LE PLATEAU DE LANNEMEZAN

ET LES

ALLUVIONS ANCIENNES

DES HAUTES VALLÉES DE LA GARONNE ET DE LA NESTE

PAR

MARCELLIN BOULE

La bordure nord des Pyrénées centrales est formée par de vastes étendues de terrains détritiques disposés en plateaux, et d'où rayonnent, en éventail, de nombreux cours d'eau, affluents plus ou moins directs de la Garonne. Le plus important de ces plateaux, celui de Lannemezan, attire immédiatement, par sa configuration régulière, l'attention du géographe qui jette un coup d'œil sur une carte du Midi de la France.

Au point de vue géologique ces plateaux sont fort mal connus, malgré les travaux de plusieurs savants, en particulier de Leymerie, Garrigou, Cézanne[1]. Penck n'en a parlé qu'en passant dans sa belle étude sur les glaciers anciens des Pyrénées.

Depuis longtemps, je désirais acquérir des notions plus précises sur le plateau de Lannemezan ainsi que sur les terrains pléistocènes des Pyrénées, que j'avais eu plusieurs fois l'occasion de voir en faisant des courses paléontologiques dans les cavernes.

M. Michel Lévy ayant bien voulu me confier le soin d'étudier les terrains post-oligocènes des feuilles de Tarbes et de Saint-Gaudens et d'en tracer les contours, j'ai fait cette année une première campagne[2]. Il m'a semblé qu'il y avait quelque intérêt à en publier les résultats, sauf à modifier plus tard ces premières données dans une étude moins incomplète.

[1] Dans ce travail préliminaire, je ne m'attacherai pas à faire la bibliographie complète du sujet. J'aurai toutefois l'occasion de citer les mémoires les plus importants.

[2] Mon ami M. Cartailhac a été pour moi un compagnon de courses aussi aimable qu'érudit.

Le plateau de Lannemezan (fig. 1) est limité à l'ouest par la vallée de l'Arros, à l'est par la Neste et la Garonne. Il a la forme d'un triangle, dont le sommet le plus élevé, tourné vers le sud, marque l'origine même du plateau, tandis que la base opposée, tout à fait fictive, se relie insensiblement aux collines tertiaires du Gers et de la Haute-Garonne.

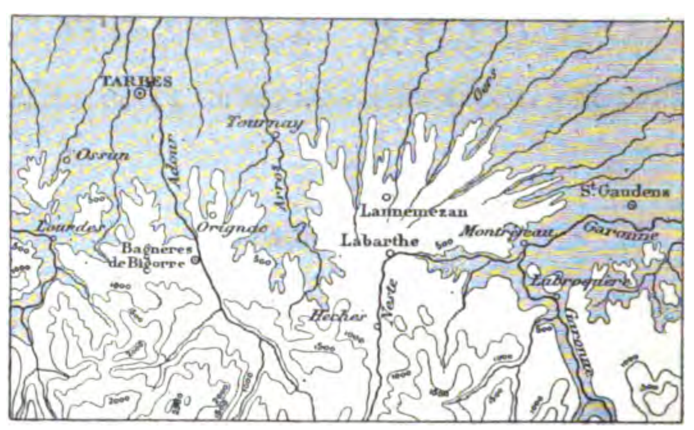


Fig. 1. — Le Plateau de Lannemezan, d'après la carte hypsométrique des Pyrénées de MM. Schrader et de Margerie, au 800.000e. Courbes de niveau équidistantes de 500 mètres. La région au-dessous de 500 m. est recouverte d'un grisé.

Un simple voyage en chemin de fer, sur la ligne de Montréjeau à Tarbes, permet de constater que la surface du plateau est recouverte de gros cailloux roulés et que des eaux torrentielles ont dû jouer un rôle important dans la formation de cette topographie si régulière.

Pour cette raison, j'ai cru devoir étudier d'abord les alluvions anciennes qui se présentent à des niveaux moins élevés dans les grandes vallées de la Garonne et de la Neste. C'est d'ailleurs dans ces profondes coupures que j'avais le plus de chances de pouvoir observer le substratum du plateau.

Je suivrai, dans cet exposé, la méthode que j'ai suivie sur le terrain et je parlerai d'abord des terrasses alluviales des vallées de la Garonne et de la Neste.

I.

ALLUVIONS ANCIENNES DES VALLÉES DE LA GARONNE ET DE LA NESTE

Le phénomène des terrasses alluviales est particulièrement net dans la vallée de la Garonne. Bien développé aux environs de Toulouse, où les travaux de

Noulet[1] et de Leymerie[2] l'ont rendu classique, il se poursuit en amont jusqu'au point où le fleuve et son affluent, la Neste, sortent de la région montagneuse pour entrer dans celle des coteaux et des plaines. Leymerie a montré que, dans la vallée de la Garonne, au-dessus de la « basse plaine » où coule le fleuve, on distingue deux terrasses étagées sur les flancs de la vallée, tandis que le sommet des plateaux est couronné par une formation alluviale connue sous le nom de *diluvium des plateaux* et désignée sur les cartes géologiques par la lettre P. Aux environs de Toulouse, ces terrasses sont situées, l'une à 12 m. l'autre à 28 m. au-dessus de la basse plaine.

Cette disposition n'est pas absolument régulière. Parfois la terrasse inférieure se divise en deux gradins ou terrasses secondaires, qu'on peut observer, par exemple, aux environs de Martres ou de Cazères, le fleuve coulant alors dans un encaissement pratiqué dans la basse plaine. Leymerie a fait entrer le gradin inférieur dans ses alluvions et dépôts de comblement du fond des vallées. Moi-même je ne crois pas utile de séparer, pour le moment, ces deux terrasses inférieures, dont les caractères physiques sont à peu près identiques et qui se rattachent certainement à une même époque géologique, mais il était bon de faire la distinction. La hauteur du gradin inférieur au-dessus du niveau du fleuve peut atteindre 15 mètres, ce qui augmente d'autant l'altitude relative de la terrasse que je qualifie d'inférieure pour suivre l'exemple de Leymerie.

Par contre, la hauteur de la terrasse supérieure, au-dessus de l'inférieure, m'a paru à peu près constante. Les profils longitudinaux des deux terrasses sont sensiblement parallèles, au moins sur de grandes étendues[3].

Les caractères physiques et pétrographiques des formations alluviales étant suffisamment connus dans le pays toulousain par les travaux de Leymerie, j'ai cherché à retrouver les terrasses dans la région qui touche aux montagnes et à les suivre en amont aussi loin que possible.

Comme aux environs de Toulouse, et à quelques mètres près, elles conservent ici la même altitude relativement au fond de la vallée. C'est ainsi qu'à Saint-Gaudens, à 15 kilom. environ du confluent de la Garonne et de la Neste, le fleuve coule à la cote 354, la terrasse inférieure est à 372 et la terrasse supérieure, sur laquelle est bâtie la ville de Saint-Gaudens, à la cote 410, ce qui nous donne, comme chiffres différentiels, 18 mètres et 56 mètres. Dans la vallée de la Neste, en amont du confluent, on arrive à trouver des différences de 60 m. pour la terrasse supérieure. En prenant une moyenne entre les nombres fournis par cette

[1] J.-B. Noulet. — Note sur les dépôts pléistocènes des vallées sous-pyrénéennes et sur les fossiles qui en ont été retirés (*Mém. Acad. des Sciences de Toulouse*, 4e série, t. IV, p. 125, 1854).

[2] Leymerie. — Du phénomène diluvien dans la vallée de la Haute-Garonne (*Bull. Soc. géol.*, t. XII, p. 1299, 1855). — Eléments de géologie, 1878, p. 510. — Description géologique et paléontologique des Pyrénées de la Haute-Garonne, 1881, p. 861, etc.

[3] Je dis *sensiblement* parce qu'un parallélisme rigoureux est peu probable. Il m'a semblé aussi qu'entre deux confluents importants, le régime des terrasses pouvait présenter quelques modifications. Pour arriver à éclairer ces diverses questions, il faudrait disposer de cartes supérieures, comme nivellement, à celles que nous possédons en France.

région et ceux des environs de Toulouse, on peut, pour faciliter le langage et le rendre plus précis, désigner la plaine alluviale inférieure par l'expression de terrasse de 15 mètres et la plaine supérieure par celle de terrasse de 50 mètres. Je les décrirai successivement dans les portions de vallées comprises entre Saint-Gaudens et leur point d'origine.

1. TERRASSE INFÉRIEURE OU TERRASSE DE 15 MÈTRES (a^{1-b}).

Description. — A Saint-Gaudens, la terrasse inférieure se dessine nettement sur la rive gauche de la Garonne où elle supporte la station de chemin de fer. Elle se trahit de loin par un ressaut de terrain bien marqué sur la carte de l'état-major ; on peut la suivre jusqu'à Valentine (fig. 2).

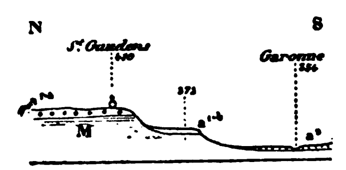


Fig. 2. — Terrasse supérieure a^{1-a} et terrasse inférieure a^{1-b} de Saint-Gaudens.

Entre cette localité et Montréjeau, le fleuve coule dans une plaine large de 5 kilom. et formée d'une nappe de cailloux roulés disposée en pente douce des bords de la plaine vers le thalweg, ce qui revient à dire que la terrasse est mal accusée au point de vue topographique.

On la retrouve avant d'arriver à Montréjeau, c'est-à-dire près du confluent de la Neste et de la Garonne. Sur la rive droite, elle fait place à des formations glaciaires sur lesquelles je reviendrai tout à l'heure. De l'autre côté elle se poursuit sans interruption dans la vallée de la Neste où elle règne bientôt sur les deux rives, à l'état de lambeaux découpés par de petits affluents, jusque vers les moraines d'Arreau et de Sarrancolin.

Les tranchées du chemin de fer ou des routes et diverses carrières (Saint-Gaudens, Valentine, Montréjeau, Saint Laurent-de-Neste, etc.) favorisent l'étude de la terrasse inférieure. C'est une alluvion formée surtout de cailloux roulés, que recouvrent quelques décimètres de terre végétale. La grosseur moyenne de ces cailloux peut être comparée à celle d'une tête humaine. Les graviers et les sables n'entrent que pour une faible part dans la composition de cette alluvion ; je n'y ai pas remarqué ces alternances de dépôts grossiers et de dépôts plus fins qu'on observe souvent dans les formations de ce genre. La masse des cailloux roulés est à peu près uniforme. Sa couleur est grise ou jaunâtre ; elle n'a jamais les tons ferrugineux qui caractérisent les alluvions plus anciennes. Les roches les plus abondantes sont : des quartzites, des granites, des granulites, des schistes et des calcaires. L'ophite, très répandue aux environs de Toulouse, est ici très rare.

Les granulites sont souvent intactes, les granites ont subi généralement une altération plus ou moins profonde. La plupart des galets de quartzite sont fortement patinés ; nous verrons plus tard qu'ils proviennent en grande partie d'alluvions plus anciennes.

Origine de la terrasse inférieure ; ses relations avec les moraines de Labroquère. — Je dois entrer dans quelques détails au sujet d'un fait qui, à ma connaissance, n'a pas été décrit jusqu'à ce jour d'une manière précise dans les Pyrénées.

Dans ces dernières années, les travaux de plusieurs géologues de langue allemande, de MM Penck, Brückner et Du Pasquier notamment[1] ont montré les rapports intimes qui lient les formations alluviales des terrasses (*alluvions fluvio-glaciaires*) et les formations glaciaires. Ils ont fait voir que le passage des unes aux autres a lieu par l'intermédiaire d'un *cône de transition*, ou plan incliné descendant des moraines et se reliant insensiblement à la terrasse correspondante, tandis qu'en arrière de l'*amphithéâtre morainique*, c'est-à-dire en amont, se trouve une région intérieure en cuvette, souvent occupée par un lac et nommée *dépression centrale*. Voici, d'après MM. Penck, Brückner et Du Pasquier[2] le profil normal et longitudinal d'un tel « complexe glaciaire et fluvio-glaciaire » (fig.3).

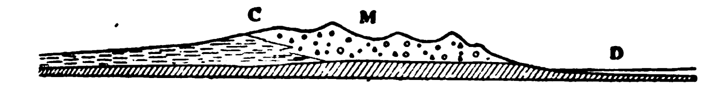


Fig. 3. — Complexe glaciaire et fluvio-glaciaire.
M, moraine terminale ;
C, cône de transition formant l'origine de l'alluvion des basses terrasses ;
D, dépression centrale.

Une pareille relation se montre, de la façon la plus claire, entre la terrasse inférieure de la vallée de la Garonne et le beau rempart morainique de Labroquère et de Tibiran.

La voie ferrée de Luchon, orientée dans le sens voulu, permet de s'en rendre compte. La station de Montréjeau et le séminaire de Polignan sont bâtis sur la terrasse inférieure bien caractérisée. Or, celle-ci n'est pas horizontale. Le chemin de fer s'élève graduellement de la cote 420 à la cote 440 sur un parcours de 2500 à 3000 mètres. En même temps l'alluvion prend un aspect particulier : la stratification en est plus confuse ; les blocs deviennent plus volumineux et présentent parfois des formes polyédriques aux arêtes émoussées. Ces caractères rappellent ceux des alluvions fluvio-glaciaires décrites dans les Alpes et annon-

[1] Je signalerai surtout le guide publié, à l'occasion du Congrès géologique de Zurich, par MM. Penck, Brückner et Du Pasquier, sous le titre : *Le système glaciaire des Alpes*. Cette brochure, d'une rédaction très claire, aura pour effet de vulgariser en France des études qui y étaient jusqu'à ce jour trop peu connues.
[2] *Loc. cit.*

cent le voisinage de véritables moraines. En effet, la rampe s'accentue et dans les prairies de Bazerd, on peut observer des blocs erratiques en granite porphyroïde de l'Oo. Le passage est ensuite barré par la colline de Seillan qui est une moraine. La base de la colline, à l'endroit où elle est coupée par le chemin de fer, à 472 m. d'altitude ; la tranchée facilite l'étude de la boue glaciaire, des blocs erratiques et la récolte des cailloux striés. De ce point, on a un coup d'œil magnifique sur les paysages morainiques des environs de Labroquère. Le chemin de fer descend ensuite par une rampe rapide pour arriver dans la *dépression centrale*, occupant ici, comme dans les Alpes, un certain espace situé immédiatement en arrière des moraines frontales.

Actuellement, cette dépression n'est pas bien accusée, mais nous avons des documents qui nous permettent d'établir qu'elle a été comblée par les dépôts d'un lac post-glaciaire. Ces dépôts consistent en épaisses couches de vases argileuses. Un sondage pratiqué près de Loures, sur une profondeur de 24 m. n'est pas sorti de ces argiles ; le fond du sondage est à une cote moins élevée que le niveau de la Garonne actuelle à Montréjeau, c'est-à-dire à dix kilomètres en aval. Ce renseignement a été publié par un fonctionnaire qui était attaché au service de la construction du chemin de fer, M. J. Alem[1].

Les détails que je viens de donner sont résumés dans les coupes fig. 2 et 7 de la pl. IV. La coupe fig. 1 de la même planche est beaucoup plus précise. Elle est pratiquée suivant le chemin de fer de Montréjeau à Loures. Je l'ai dressée au moyen d'un profil en long de la voie que M. Roques, ingénieur principal de la Compagnie du Midi, a bien voulu me communiquer et pour lequel je suis heureux de lui adresser mes remerciements.

Age de la terrasse inférieure et de la dernière période glaciaire dans les Pyrénées. — L'âge de la terrasse inférieure de la vallée de la Garonne et, par suite, de la dernière période glaciaire dans les Pyrénées, est établi par toute une série de découvertes paléontologiques. Cette terrasse représente, en dehors des grottes et du loess, le gisement normal de l'*Elephas primigenius*. On a trouvé des dents de ce Proboscidien sur plusieurs points du sous-sol de la ville même de Toulouse, ainsi qu'à Lalande, à Guillemery, sur la route de Castres, à Grenade, à Capens, à Stantens au sud de Muret, à Pinsaguel près Portet, etc.[2] On pourrait citer des gisements analogues dans des vallées voisines occupées par des affluents de la Garonne, notamment dans celles du Tarn et du Gers.

On a même rencontré des bois de Renne, vers le point de jonction de la terrasse et des moraines de Labroquère, au col de Bazerd [3]. Magnan, se basant sur l'altitude des dépôts où fut faite cette découverte, crut pouvoir les rapprocher

[1] *Bull. Soc. d'hist. nat. de Toulouse*, 6e année, 1871-72, p. 236.
[2] Voy. NOULET, *Mém. Acad. des Sciences de Toulouse*, 4e série, t. IV, 1854, p. 125. M. Cartailhac m'a fourni quelques renseignements.
[3] ALEM et MAGNAN, *Bull. Soc. hist. nat. de Toulouse*, 6e année, 1871-72, p. 236.

de ceux de la terrasse supérieure de la Garonne. Après ce qui précède, il me paraît inutile de réfuter cette opinion.

Ainsi, l'âge de la dernière grande extension glaciaire dans les Pyrénées est le même que dans les autres régions de l'Europe où cet âge a pu être établi. C'est l'époque où régnait la faune du Mammouth, avec le Rhinocéros à narines cloisonnées, l'Ours des cavernes, etc.

Cette époque est nettement antérieure à ce que les préhistoriens appellent l'âge du Renne, lequel est marqué par une faune assez différente de celle du Mammouth et par une civilisation humaine toute spéciale. Après mon étude du gisement paléolithique du Schweizersbild près de Schaffouse [1], j'avais cru pouvoir affirmer que les mêmes relations s'observaient dans les vallées de la Suisse et que dans ce pays, comme en France, l'époque du Renne a été postérieure à la dernière extension glaciaire. J'ai lieu de croire que cette manière de voir n'a pas été adoptée par tous les savants spécialistes qui ont visité le Schweizersbild et qui, se basant sur certains gisements de l'Allemagne du Nord, d'ailleurs fort obscurs au point de vue stratigraphique, considèrent la faune de l'âge du Renne comme interglaciaire [2]. M. Steinmann [3] vient de publier une note à l'appui de cette opinion. Il n'est donc pas inutile d'établir, une fois de plus, que dans les Pyrénées, où le fait se présente sans aucune ambiguïté, les gisements de l'époque du Renne sont plus récents que les dépôts morainiques de la dernière période glaciaire. Nous connaissons, en effet, un certain nombre de grottes qui ont été habitées par l'homme à l'âge du Renne et qui, au moment où les glaciers édifiaient leurs moraines frontales, étaient ensevelies sous la glace. Je citerai, par exemple, la grotte de la Vache, près de Tarascon, décrite par M. Garrigou [4]. Elle est située dans la vallée de Vic-Dessos, à 100 mètres en contre-bas de la ligne des blocs erratiques et à plus de 20 kilomètres en deçà des moraines de Foix. La grotte de Lourdes, fouillée par divers savants et notamment par M. A. Milne Edwards [5] s'ouvre au milieu de rochers tout sillonnés de stries glaciaires. La grotte d'Izeste, près d'Arudy, dans la vallée d'Ossau, se trouve au milieu d'un appareil morainique de la plus grande fraîcheur. Enfin, d'après mon ami M. Cartailhac, dont la compétence en la matière est bien connue, la grotte de Saint-Mamet, près de Luchon, appartient à la fin de l'âge du Renne. Or, à l'époque où le glacier de la Garonne édifiait les moraines de Labroquère, la grotte de Saint-Mamet était enfouie sous une couche de glaces et de névés de 850 m. d'épaisseur [6] !

[1] M. Boule. — La station quaternaire du Schweizersbild et les fouilles du Dr Nüesch, avec fig. et pl. (*Nouvelles archives des missions scientifiques et littéraires*, 1893).

[2] Voy. Penck, Brückner et Du Pasquier. — Le système glaciaire des Alpes. — Feuillet d'additions et corrections (Ext. *Bull. de la Soc. des Sciences nat. de Neufchâtel*, t. XXII, 1894.

[3] G. Steinmann. — Das alter der paläolithischen Station vom Schweizersbid bei Schaffhausen... (*Berichte der Naturforschenden Gesellschaft zu Freiburg*, Band IX, 1894, p. 111).

[4] *Bull. Soc. hist. nat. de Toulouse*, 1867.

[5] *Ann. des Sc. nat.*, 4e série, zoologie, t. XVII, 1862.

[6] Piette. — Note sur le glacier quaternaire de la Garonne... (*Bull. Soc. géol. de France*, IIIe série, t. II, 1874, p. 498.

Quand on compare, non seulement la faune, mais encore la civilisation de l'âge du Renne en Suisse et en France, on constate de telles ressemblances et même de telles identités qu'il est impossible de ne pas admettre le synchronisme des gisements dans les deux pays [1].

2. TERRASSE SUPÉRIEURE OU TERRASSE DE 50 MÈTRES (a^{1-a})

Description. — Cette terrasse est bien développée dans la région qui nous occupe ; elle n'est que rarement interrompue sur toute la rive gauche de la Garonne et de la Neste. Sur la rive droite, on n'en trouve que des lambeaux épars. On connaît la tendance, encore mal expliquée, qu'ont les cours d'eau, en particulier ceux de la région sous-pyrénéenne, de se porter vers leur droite.

La terrasse supérieure est toujours séparée de l'inférieure par un ressaut brusque ou talus, dont la constitution géologique varie suivant les points (calcaires et schistes crétacés ou argiles miocènes).

A Saint-Gaudens, elle forme un gradin large de deux kilomètres, d'une altitude moyenne de 400 m., et s'appuyant sur les collines miocènes (fig. 2).

Autour de la plaine de Valentine, elle a été enlevée en grande partie par les érosions ultérieures ; aussi est-elle réduite à un liseré discontinu ou à des lambeaux isolés par les ruisselets descendant des collines tertiaires.

Nous la retrouvons admirablement développée à Montréjeau, où elle forme une plaine unie de 465 à 480 m. d'altitude (pl. IV, fig. 7). A partir de cette localité elle se poursuit sans interruption sur la rive gauche de la Neste jusqu'au delà de Hèches, offrant ainsi un développement de près de 25 kilom. avec une largeur variant de 200 à 1800 mètres (pl. IV, fig. 2 à 6). Entre Lortet et Tuzaguet, elle décrit, comme la rivière elle-même, un arc de cercle de 90°.

Sur la rive droite de la Neste, que je suis loin d'avoir explorée complètement, je la connais au hameau de Gargas et j'ai déjà signalé, dans l'intérieur même de la grotte de ce nom, des alluvions ressemblant à celles de la terrasse supérieure et offrant des rapports stratigraphiques fort intéressants [2].

Dans la vallée de la Garonne, en amont du confluent de la Neste, Leymerie a figuré, comme se rapportant à la terrasse supérieure, les dépôts morainiques des territoires de Tibiran, Labroquère, Valcabrère, etc. Je ne crois pas qu'elle se retrouve en amont des formations glaciaires, mais je ne saurais être affirmatif avant d'avoir fait de nouvelles explorations dans la haute vallée de la Garonne.

On trouve presque partout de bonnes coupes pour étudier la terrasse supé-

[1] Ce que je viens de dire montre l'importance que présentent, au point de vue purement géologique, les cavernes ossifères et les grottes préhistoriques remontant à l'époque pléistocène. Il serait à désirer que ces gisements fussent figurés avec des signes spéciaux sur les feuilles de la carte géologique détaillée de la France.

[2] M. Boule. — Notes sur le remplissage des cavernes. (*L'Anthropologie*, t. III, 1892, p. 19).

rieure. De nombreuses tuileries, exploitant les argiles miocènes, sont établies à la base du talus qui la raccorde avec la terrasse inférieure et les travaux entament à la fois ces argiles et les alluvions qui les surmontent (Valentine, près de Saint-Gaudens, Montréjeau, Saint-Laurent-de-Neste, (fig.4), etc.). Les tranchées des routes et du chemin de fer procurent d'égales facilités.

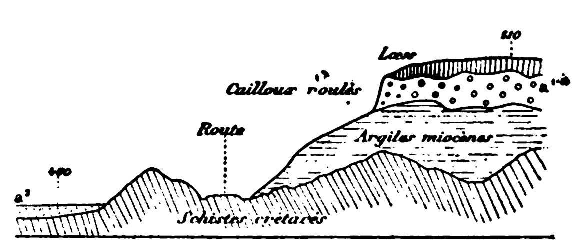


Fig. 4. — La terrasse supérieure près de Saint-Laurent-de-Neste.

L'alluvion qui forme la terrasse de 50 mètres a une épaisseur qui ne dépasse pas 15 mètres. Elle se distingue nettement de l'alluvion inférieure, même de loin, par sa couleur jaune rouille. Elle n'est pas aussi meuble ; parfois un ciment ferrugineux la transforme en un conglomérat résistant.

Les éléments sont de grosseurs très différentes et bien que, dans l'ensemble, ce soient les cailloux et les blocs roulés qui dominent, on observe souvent des alternances de lits à gros cailloux, de graviers et même de sables. Les cailloux ont parfois des dimensions considérables. Les blocs de quartzite de 0 m. 50 de diamètre ne sont pas rares. La grosseur moyenne peut être comparée, comme pour la terrasse inférieure, à la grosseur d'une tête humaine. La nature pétrographique des éléments est aussi la même, à peu de chose près, mais les schistes sont ici très altérés, les granites sont devenus tout à fait friables et les granulites sont presque toujours kaolinisées. Les blocs de quartzite, à patine profonde, sont plus nombreux que dans le niveau inférieur.

Autre caractère important, ces alluvions sont souvent recouvertes par une formation analogue à notre limon ou lœss du bassin de Paris. Ce limon paraît s'être formé sous l'action des eaux de ruissellement qui ont comblé les cuvettes ou points bas de la terrasse alluviale. Il offre les mêmes phénomènes de tubulures, la même disposition fendillée, les mêmes lits de cailloux qu'aux environs de Paris et dans tout le Nord de la France, mais ici, par suite de la nature des terrains qui ont fourni les matériaux (argiles miocènes et alluvions), ce dépôt est plus sableux et les lits de cailloux renferment des éléments bien roulés.

La partie supérieure de ce lœss est très oxydée et présente des colorations pouvant aller jusqu'au rouge vif. Il en est de même de la partie supérieure de l'alluvion quand celle-ci est privée de la couverture de lœss.

Ces divers phénomènes dénotent des actions subaériennes intenses et longtemps prolongées.

Jusqu'à présent, je ne connais pas de lœss bien caractérisé sur la terrasse

inférieure. Il semblerait donc que, dans les Pyrénées comme dans les Alpes, le lœss soit propre à la terrasse supérieure (moyenne des Alpes) et que la terrasse inférieure, en relation intime avec la dernière époque glaciaire, en soit dépourvue. Les recherches ultérieures nous montreront si le fait est général.

Origine de la terrasse supérieure. — Evidemment l'origne de la terrasse supérieure est analogue à celle de la terrasse inférieure. Ce sont des eaux torrentielles qui ont formé ces puissantes nappes de cailloux roulés, à une époque où le fond de la vallée de la Garonne se trouvait à une altitude supérieure de 50 m. environ au fond de la vallée actuelle. Faute de n'avoir pas observé les caractères différentiels des terrasses, plusieurs auteurs, notamment M. Trutat[1], ont pensé que les cours d'eau quaternaires avaient coulé dans les vallées actuelles et que leurs alluvions avaient comblé ces vallées jusqu'à la hauteur maximum où les dépôts s'observent aujourd'hui. Ces savants n'ont pas tenu compte du talus miocène qui sépare les diverses plaines alluviales et dont la surface supérieure marque le niveau du fond de la vallée à l'époque de l'alluvionnement.

Le volume considérable des éléments, la présence, surtout vers l'amont, de blocs à peine roulés et ce que nous avons appris sur l'origine de la terrasse inférieure doivent nous porter à penser que la terrasse de 50 m. est ou a été en relation avec des moraines, qu'elle représente, elle aussi, une alluvion fluvio-glaciaire plus ancienne que la première. comme cela s'observe dans les Alpes.

Penck a déclaré qu'il n'avait pas su distinguer, dans la chaîne pyrénéenne, des dépôts glaciaires de diverses époques ou du moins qu'il n'avait pu faire des coupes probantes à cet égard[2]. Le savant glaciériste de Vienne a bien signalé, dans la vallée d'Ossau, une zone de *moraines extérieures* et une zone de *moraines intérieures* séparées par des alluvions, mais c'est surtout par analogie qu'il a pu fournir des preuves indirectes de la multiplicité des extensions glaciaires, en comparant les terrasses alluviales des grandes vallées pyrénéennes avec celles des Alpes.

Jusqu'à présent, je n'ai moi-même pas reconnu de moraines correspondant à l'alluvion de la terrasse supérieure. En dehors du territoire glaciaire limité par les moraines frontales du fond des vallées actuelles, lesquelles représentent évidemment le produit de la dernière extension glaciaire, je connais bien quelques exemples de blocs erratiques, avec de belles surfaces polies, notamment dans la vallée de l'Arros, mais je ne saurais les rapporter à coup sûr à l'époque des terrasses supérieures plutôt qu'à celle des plateaux dont je parlerai tout à l'heure.

Et pourtant je n'hésite pas à considérer la terrasse de Saint-Gaudens, Montréjeau, Saint-Paul, Escala, comme une véritable alluvion fluvio-glaciaire, formée de la même manière que la terrasse inférieure et ayant eu, comme cette

[1] *Les Pyrénées*, p. 80.
[2] A. Penck. — La période glaciaire dans les Pyrénées (traduit de l'allemand par L. Broemer, *Bull. Soc. hist. nat. de Toulouse*, t. XIX, p. 165.

dernière, son point de départ dans des moraines évidemment plus anciennes, celles-ci. que l'appareil glaciaire si frais et si bien conservé de Labroquère.

J'ai cherché à étudier la formation des terrasses de la Garonne en partant des lois de l'hydraulique. La puissance de transport des eaux courantes peut être représentée par leur vitesse. Or celle-ci peut s'exprimer par la formule suivante :

$$V = c\sqrt{Ri}$$

dans laquelle R représente le rapport de la superficie de la section au périmètre mouillé ou *rayon hydraulique* : *i* la pente par mètre, et *c* un coefficient qui varie avec la nature du lit et son degré de rugosité[1]. Nous savons, d'un autre côté, quelles sont les dimensions des matériaux transportables pour une vitesse donnée. Le transport d'un limon grossier, par exemple, exige une vitesse de 0 m. 15 ; le transport de grains de sable de rivière, 0 m.30. Avec une vitesse de 1 m. 20, les cours d'eau roulent des cailloux de la grosseur d'un œuf ; avec 2 m des cailloux de 0 m. 20 de diamètre ; à partir de 3 mètres, les gros blocs sont entraînés[2].

Ces éléments nous fournissent les moyens d'apprécier approximativement les conditions de dépôt des alluvions anciennes des vallées sous-pyrénéennes.

La pente moyenne de la terrasse supérieure, dans la région qui nous occupe, par exemple entre Saint-Laurent-de-Neste et Saint-Gaudens, est d'environ 0 m. 006 par mètre. La pente moyenne de la vallée actuelle est à peine différente : 0 m. 005. Celle du cours d'eau est beaucoup plus faible, à cause des méandres : 0.0035.

Avec de telles pentes et une masse d'eau comparable à celle de la Garonne ou de la Neste en temps ordinaire, les phénomènes de transport sont fort éloignés, comme intensité, de ceux dont témoignent les terrasses alluviales. Des deux facteurs qui entrent dans la formule, tout nous fait croire que le facteur représentant la masse liquide est le seul qui ait varié pendant les dernières périodes géologiques. L'hypothèse des mouvements du sol modifiant la pente des vallées, à laquelle, en dehors de preuves positives, on est trop porté, selon nous, à faire jouer un rôle dans l'explication de ces phénomènes, se prête mal à l'interprétation de plusieurs faits : la régularité et le parallélisme des terrasses ; la présence de ces gradins en nombre égal, avec les mêmes dispositions topographiques, dans les diverses vallées d'une chaîne de montagnes, même des vallées dirigées en sens contraire, etc.

Nous sommes donc amenés à augmenter le volume de la masse liquide pour expliquer les caractères physiques et la composition des terrasses et nous sommes conduits, par suite, à la conception, peut-être trop abandonnée aujourd'hui, de grandes inondations, de changements extraordinaires dans le régime des cours d'eau. Le calcul montre qu'il faut recourir à des crues formidables,

[1] M. de Lapparent (Traité de géologie, 3e édition, p. 178) a donné à ce coefficient la valeur moyenne 50, qui paraîtra plutôt un peu forte si l'on consulte les tableaux qui se trouvent dans les traités d'hydraulique.

[2] De Lapparent. — Traité de géologie, 3e édit, p. 184.

comme celles dont la Garonne a fourni de nombreux exemples historiques, pour arriver à trouver des résultats de l'ordre de grandeur de ceux dont témoignent les terrasses. Ces changements, nous ne pouvons les expliquer, dans l'état actuel de la science, que par l'hypothèse glaciaire, par la fusion plus ou moins rapide de glaces entassées pendant des siècles dans les hautes vallées, par la dépense plus ou moins subite de l'énergie potentielle des précipitations atmosphériques accumulées sous une forme solide.

Age de la terrasse supérieure. — Je ne crois pas qu'on ait rencontré des fossiles dans les alluvions de la terrasse supérieure. Nous manquons donc de moyens directs pour en fixer l'âge. Qu'elle soit notablement plus ancienne que la terrasse inférieure, cela ressort de la topographie, de la stratigraphie, des caractères physiques de cette alluvion. L'altération profonde de ses éléments, le dépôt de lœss qui la surmonte témoignent d'une longue durée séparant la formation des deux terrasses.

En dehors de constatations plus précises, je dois encore rappeler certains faits qui permettent de sortir un peu du vague où nous laissent ces considérations et d'assigner au moins une limite inférieure à l'âge de cette formation.

En 1892 [1], j'ai eu l'occasion d'étudier la grotte de Gargas à propos des belles fouilles qu'y faisait M. Félix Regnault. La montagne de Gargas, dans laquelle la grotte est creusée, se trouve près du confluent de la Garonne et de la Neste, dans l'angle formé par les deux cours d'eau ; elle surgit brusquement au milieu des cailloux roulés et des dépôts morainiques qui l'entourent. La caverne est remplie par une argile jaune où se trouvent de nombreux ossements d'Ours et d'Hyène des cavernes, de Loup, de Lion, de Bison, de Rhinocéros à narines cloisonnées, etc. [2], c'est-à-dire une faune analogue à celle de la terrasse inférieure. Or, cette argile ravine profondément des dépôts de cailloux roulés identiques, par leurs caractères physiques, à ceux de la terrasse supérieure et d'ailleurs situés au même niveau, à quelques mètres près. Les alluvions de cette terrasse supérieure sont donc plus anciennes que la faune qui accompagne partout dans le Midi de la France l'*Ursus spelæus*. C'est une conclusion à laquelle on devait s'attendre, étant donnés les rapports topographiques des deux terrasses, mais qui trouve à Gargas une démonstration.

Certaines découvertes récentes de M. Harlé [3] peuvent aussi s'interpréter au même point de vue. M. Harlé a trouvé, dans la contrée qui nous occupe, deux gisements fossilifères caractérisés, non par la faune si répandue dans les Pyrénées et qui présente un ensemble d'espèces de climat froid, mais par une faune dénotant un climat chaud, ayant des affinités plutôt avec les espèces pliocènes

[1] *L'Anthropologie*, t. III, p. 19.

[2] Félix Regnault. — La grotte de Gargas. Ext. *Bull. Soc. hist. nat. de Toulouse*, 1883, et *Revue de Comminges*, livraison d'avril 1885. Albert Gaudry et Marcellin Boule. — Les oubliettes de Gargas. (*Matériaux pour l'histoire des temps quaternaires*, 4e fascicule, 1892).

[3] *Bull. Soc. hist. nat. de Toulouse*, séances des 17 février, 16 mars et 6 juillet 1893; *Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, t. XXII, p. 234, 1894.

qu'avec les espèces quaternaires ou pléistocènes et rappelant la faune de nos gisements pléistocènes les plus anciens du bassin de Paris, Chelles, par exemple.

A Montoussé, près de Labarthe, sur la rive droite de la Neste, M. Harlé a signalé des brèches à ossements dans des fentes du calcaire crétacé. Ces brèches lui ont livré des restes assez nombreux du *Rhinoceros Merckii*, lequel est une forme très différente du *Rh. tichorhinus*. A Montsaunès, sur la rive droite de la Garonne, un gisement analogue renfermait les débris d'un singe, *Macacus Tolosanus*, Harlé ; d'un Ours différent de l'Ours des cavernes ; d'Hyène rayée (*Hyœna striata*) ; de *Rhinoceros Merckii* ; d'un Eléphant qui n'est pas le Mammouth et d'autres animaux que l'auteur n'a pas déterminés spécifiquement.

Il est intéressant de constater que les deux gisement sont situés à une altitude plus élevée que la terrasse supérieure qui se voit aux abords des deux localités. Il ne serait guère prudent de tirer des conclusions trop affirmatives de cette disposition. Mais on peut faire remarquer que si des faits analogues se multipliaient, ils nous permettraient de croire que cette faune *chaude* est contemporaine de l'époque pendant laquelle se déposaient les alluvions de la terrasse supérieure alors que la faune froide caractérise la terrasse inférieure. On sait que dans les Alpes, Du Pasquier rapporte à l'époque de l'*Elephas primigenius* la terrasse inférieure et à celle de l'*Elephas antiquus*, la terrasse moyenne, équivalent de notre terrasse supérieure.

II

ALLUVIONS DES PLATEAUX OU FORMATION DE LANNEMEZAN

La surface des plateaux sous-pyrénéens est occupée par une nouvelle formation détritique à laquelle on peut donner le nom d'une localité et d'une région où elle est bien développée.

Cette formation a été signalée par un grand nombre d'auteurs, mais elle n'a n'a jamais été décrite avec soin et précision [1]. Les données que je vais fournir ne sont applicables qu'à la région comprise entre l'Adour et la Neste, au sud du parallèle de Tournay, car c'est là seulement que je l'ai étudiée. La vallée de l'Arros divise cette région en deux parties très inégales : à l'est, le plateau de Lannemezan proprement dit [2]. qui occupe les trois quarts du territoire considéré ; à l'ouest, le plateau de Cieutat et d'Orignac (fig. 1).

[1] Parmi les auteurs qui sont entrés dans quelques détails descriptifs, on peut citer EDOUARD LARTET (Annuaire du département du Gers pour 1839) et CÉZANNE (Les torrents des Alpes par Surrell, 2e édition) Le sujet a été à peine effleuré par Leymerie.

[2] Par extension, les géographes appliquent parfois cette dénomination à toute la contrée comprise entre la Neste et l'Adour.

Topographie et relations stratigraphiques.—A son origine, près du village de Hèches, dans la vallée de la Neste, le plateau de Lannemezan, dont l'altitude est de 185 m., n'a que quelques centaines de mètres de largeur, et déjà ses formes topographiques, la couleur de son sol, l'aspect chétif de la végétation contrastent avec les montagnes environnantes. Sur 6 kilom. de longueur, sa largeur ne dépasse guère 1.500 à 2.000 mètres, mais à partir du signal de Labarthe, les deux bords du plateau divergent brusquement, le bord oriental prenant une direction parallèle à la Neste et le bord occidental se dirigeant vers l'Arros, en décrivant une courbe à peu près symétrique de la première. C'est le pays compris entre les branches de cette sorte de V qui constitue le plateau de Lannemezan proprement dit. Il est formé par une plaine unie, couverte de bruyères, d'ajoncs, de fougères, sans aucune habitation (pl. I). Plus au nord, quelques vallonnements très doux marquent les sources de la plupart des cours d'eau qui descendent en divergeant de cette région. Ils ne tardent pas à se creuser plus profondément et alors apparaissent des villages, des cultures, des bosquets de chênes ou de hêtres. Ces petites vallées offrent des paysages riants, tandis que la *lande* se retrouve à la surface des plaines élevées qui les séparent.

Cet aspect physique est étroitement lié à la formation géologique que nous allons étudier. Dans toute la région, en effet, les escarpements, les tranchées des voies de communication, les fossés d'irrigation montrent une terre rougeâtre, argileuse, avec de gros blocs. Ces derniers sont, en outre, répandus à profusion sur toute la surface du plateau. Les maisons et les murs de clôture en sont construits.

Le plateau qui supporte les villages de Cieutat et d'Orignac prend naissance sur la rive droite de l'Adour. Il ne présente pas un aspect aussi triste que celui de Lannemezan parce que son altitude moyenne est moindre, qu'il est découpé par des vallons plus profonds et que la formation détritique y est beaucoup moins épaisse. Celle-ci ne fait que recouvrir la partie supérieure des collines formées par des roches crétacées ou nummulitiques.

Sur le Lannemezan, le contact entre la formation détritique et les terrains plus anciens ne s'observe que sur la bordure du plateau, du côté des vallées profondes de la Neste et de l'Arros, ou bien à une certaine distance vers le nord, au fond des petites vallées divergentes.

Du côté oriental, c'est-à dire vers la Neste, la terrasse supérieure paraît buter presque partout contre l'alluvion des plateaux formant le talus de raccordement. Pourtant, au hameau de Ribarouy, près de son origine, le plateau est séparé de la terrasse supérieure par un talus de schistes crétacés (pl. IV, fig. 5). Il est probable que si les terrains anciens ne sont pas visibles sur bien des points où le talus est en pente douce, cela tient à ce que ces terrains sont cachés par des éboulis ou des produits de ruissellement.

Dans les vallons au nord de Montréjeau, aux Toureilles, par exemple, l'alluvion repose sur les argiles miocènes, tandis que dans les vallons situés au nord et à l'est de Lannemezan (Franquevieille, Lécussan), on voit affleurer, au-dessous de l'alluvion, des marnes blanches, crétacées ou éocènes, qui sont exploi-

tées pour l'amendement des terres [1]. Dans toute cette contrée, la base de la formation se trouve à des altitudes comprises entre 640 m. (à Hèches, origine du plateau) et 520 ou 500 mètres (Les Toureilles, Lécussan).

Du côté de l'Arros, le plateau de Lannemezan présente des bords plus escarpés; ses contours sont beaucoup plus découpés et le contact avec les formations sous-jacentes s'observe partout sur le territoire des communes de La Bastide, Avezac-Prat, Tilhouse, Capvern, etc.

A Mauvezin. l'alluvion recouvre des schistes crétacés à 500 mètres d'altitude. Dans le ravin de Capvern, le contact a lieu également par 500 m. Plus au nord, ce chiffre s'abaisse brusquement, à tel point que vers Lanespède et Ozon, les flancs des vallées sont entièrement constitués par l'alluvion et que la voie ferrée passe, sans quitter les cailloux roulés, de la côte 612, près de la station de Lannemezan à la cote 260, près de Tournay.

Un fait analogue s'observe dans la région comprise entre l'Arros et l'Adour. Au-dessus de Bagnères-de-Bigorre, le contact est à 640 m. environ. Sur le parallèle d'Orignac et de Cieutat, il se maintient à 520 m. environ. Au Nord de ces localités la formation acquiert brusquement une épaisseur énorme, de sorte par exemple que les tranchées de la route descendant d'Oléac à Tournay la montrent sur tout le trajet, c'est-à-dire sur une échelle verticale de 228 mètres (pl. IV, fig. 8).

Cette chute brusque de la base de la formation de Lannemezan, suivant le parallèle Oléac-Lanespède, ne peut guère s'expliquer que de deux manières. Ou bien on confond l'alluvion des plateaux avec l'argile miocène sur laquelle elle repose ; c'est un point sur lequel je reviendrai tout à l'heure. Ou bien il faut invoquer un affaissement général de la plaine sous-pyrénéenne au pied des derniers contreforts montagneux. Des recherches ultérieures nous permettront peut-être d'éclairer cette question intéressante.

Description pétrographique. — On trouve un peu partout des coupes permettant d'étudier la formation détritique des plateaux. Le chemin de fer, notamment, présente de belles tranchées. Au premier abord, on ne voit qu'une argile jaune ferrugineuse, englobant des blocs plus ou moins volumineux. Un examen plus attentif montre que, loin de s'être déposée telle quelle, cette argile résulte, au moins en grande partie, de la décomposition d'éléments beaucoup plus grossiers, graviers et cailloux roulés.

Si l'on rafraîchit, au moyen d'une pioche ou d'un marteau, une coupe qui paraît ne présenter que de l'argile, on observe que la masse a été constituée autrefois par des amas de cailloux roulés, tout comme les alluvions plus récentes des vallées. Mais la plupart de ces cailloux sont tellement altérés qu'ils sont réduits à l'état d'une sorte de bouillie argileuse. On ne les reconnaît plus qu'aux nuances différentes que présentent leurs sections arrondies. Cézanne [2] a déjà fait

[1] A ma connaissance, ces affleurements, qui paraissent représenter la continuation du système des Petites-Pyrénées, n'avaient pas encore été signalés.
[2] Les Torrents des Alpes, 2e édit., t. II, p. 320.

remarquer que cette formation se laisse parfois couper comme du beurre ou plutôt du nougat, chaque caillou laissant encore reconnaître, malgré sa décomposition, la roche d'où il a été arraché.

Les seuls éléments conservés sont des quartzites. Encore sont-ils fortement patinés et présentent-ils une altération physique qui pénètre à une certaine profondeur, le centre, gris ou verdâtre, étant resté intact, tandis que la périphérie présente des tons mauve, rouge ou lie de vin [1]. Avec les quartzites, on trouve parfois, mais rarement, des cailloux de quartz et des poudingues empruntés aux terrains primaires.

Ces cailloux, assez nombreux au sein même de la formation, sont encore plus répandus à la surface du sol, où ils représentent le résidu du lessivage des argiles qui les englobaient. Leur abondance et leurs caractères si uniformes frapperont tous les géologues ou voyageurs qui parcourront ces contrées. J'ai eu l'occasion de les signaler, à l'état remanié, dans les alluvions des terrasses.

La grosseur des cailloux varie beaucoup suivant les régions. Les plus volumineux, peuvent dépasser un mètre cube. Ils ne sont pas rares, non seulement à l'origine du plateau vers Hèches et La Bastide, mais encore beaucoup plus vers le nord, aux environs de Gourgues et de Chelle. Leurs dimensions sont moindres aux abords de Lannemezan et au nord de cette localité où la grosseur moyenne peut être comparée à celle d'une tête humaine. Leur volume diminue de plus en plus à mesure qu'on s'avance vers le nord.

Ils sont généralement bien roulés mais il n'est pas rare d'en observer avec des arêtes vives ou peu émoussées dans les régions où ils offrent de grandes dimensions. Certains ont une partie de leur surface arrondie ou polie tandis que l'autre partie est à pans coupés. Ces derniers offrent ainsi l'aspect de certains blocs des moraines glaciaires.

Toute la formation de Lannemezan n'a pas été exclusivement formée de cailloux roulés. On y remarque parfois des lits de gravier, de sable plus ou moins fin et même des lentilles d'argiles qui paraissent bien avoir été déposées dans l'état où nous les voyons actuellement. Quand un gisement ne montre que ce dernier faciès, il est bien difficile de distinguer ce terrain des argiles miocènes. A ce point de vue, je signalerai les tranchées du chemin de fer aux environs de Péré et celles de la route aux environs d'Oléac.

Origine de la formation. — La plupart des auteurs qui ont eu l'occasion d'exprimer une opinion sur l'origine de ce terrain ne l'ont fait qu'en termes fort vagues et sans fournir de preuves à l'appui.

[1] J'ai fait tailler quelques plaques minces de ces quartzites qui paraissent provenir surtout du Dévonien, et aussi, d'après ce m'a dit M. Roussel, du Permo-carbonifère. Le microscope ne montre guère que du quartz, avec quelques grains de fer oxydulé, de fer titané, quelques fragments de mica et de tourmaline, quelques cristaux épars de zircon. Les cristaux de quartz ont des formes très irrégulières ; ils sont parfois

Dès 1865, M. Garrigou[1] parla de certains terrains de l'Ariège, ayant des ressemblances avec ceux de Lannemezan et il les attribua à l'action de glaciers miocènes.

En 1866, M. Stuart-Menteath[2] considéra également comme d'origine glaciaire et fit remonter à la même époque une formation analogue des environs de Pau.

Un an plus tard, Bayssetance[3] étendit cette conclusion aux plateaux de Lannemezan et du Ger ; il crut remarquer que ces plateaux aboutissent à des massifs montagneux au lieu de se rattacher à d'anciennes vallées.

Quelque temps après, de Nansouty[4], voulant démontrer que le glacier d'Argelès, étudié par Martins et Collomb, avait poussé ses moraines au-delà des limites attribuées par ces savants, parle des blocs de quartzite répandus dans toute la région.

La même année, Magnan[5] dit avoir observé des phénomènes permettant d'affirmer l'existence d'un ancien et immense glacier, dont les moraines latérales et profondes ont été démantelées presque partout. « C'est au nord et à l'ouest de Montréjeau, dit-il, dans le grand plateau de Lannemezan, qu'il faut chercher la vraie moraine frontale des anciens glaciers réunis de la Garonne et de la Neste ». Un peu plus loin il considère la formation de Lannemezan comme du glaciaire remanié pendant l'époque pliocène.

Cézanne[6] a donné une description assez longue des formations détritiques sous-pyrénéennes. Il regarde les plateaux de Lannemezan, d'Orignac et du Ger comme trois vastes cônes de déjections torrentielles se recouvrant partiellement et *interférant* suivant des lignes de dépression où coulent actuellement l'Arros et l'Adour. Il attribue ces dépôts — qu'il qualifie de *læss* — à d'anciens glaciers. Malheureusement, à l'appui de cette assertion, il décrit des moraines quaternaires déposées dans des vallées actuelles, tout-à-fait en dehors des plateaux (moraines de Sainte-Marie et de Gripp dans la haute vallée de l'Adour, moraines de Lourdes dans la vallée du Gave de Pau).

En 1873, M. Garrigou[7] insiste sur les caractères morainiques des dépôts de Lan-

frangés sur les bords et séparés par des vides remplis de particules quartzeuses, de produits chloriteux et d'un ciment siliceux non cristallisé. Dans d'autres cas, les cristaux de quartz se moulent exactement les uns sur les autres et ne sont limités que par une ligne verdâtre, suivant laquelle s'alignent de fines paillettes chloriteuses. Dans ce cas le ciment siliceux a cristallisé en épousant l'orientation optique des grains enveloppés.

[1] *Bull. Soc. géol. de France*, 2e série, t. XXII et XXIV.

[2] *Bull. de la Société Ramond*, 1866, p. 119, et *Bull. Soc. géol. de France*, 2e série, t. XXV.

[3] *Bull. de la Soc. Ramond*, 1867, p. 89.

[4] *Bull. de la Soc. Ramond*, 1870, p. 71.

[5] *Bull. de la Soc. d'hist. nat. de Toulouse*, t. IV, 1870, p. 88 et p. 120.

[6] Surell et Cézanne. — Les torrents des Hautes-Alpes, 2e édition, tome II, par Cézanne, 1872.

[7] Garrigou. — Résumé géologique accompagnant la carte géologique de l'Ariège, de la Haute-Garonne, etc. (*Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, t. I, p. 418. — Voyez aussi : Les glaciers anciens et récents des Pyrénées, br. in-8, Toulouse. 1876.— Sur les anciens glaciers des Pyrénées (*Bull. Soc. hist. nat. de Toulouse*, 1878).

nemezan ; il croit avoir observé à leur base une certaine localisation des grands blocs erratiques. Il n'hésite pas à dire que cette formation glaciaire passe sous des terrains stratifiés ayant fourni, sur plusieurs points, des fossiles se rapportant au Miocène (*Mastodon angustidens*, *Dinotherium*, *Dicrocerus*, etc.). En s'éloignant de la chaîne vers le nord, ces assises argilo-sableuses se transforment en couches marneuses et calcaires, identiques à celles qui constituent la célèbre colline de Sansan. La formation de Lannemezan serait donc tout au plus miocène pour M. Garrigou.

Dans son étude sur le glacier quaternaire de la Garonne, M. Piette[1] s'exprime ainsi : « Il est très difficile d'expliquer l'immense amas d'argile, de blocs et de cailloux roulés que forme le plateau de Lannemezan par la seule action de puissantes rivières dont le cours n'aurait jamais pu avoir plus de 60 kilomètres depuis le faîte de la chaîne jusqu'aux lieux où se faisait le dépôt. Il me semble plus rationnel d'admettre que ce plateau doit ses éléments aux matériaux fournis par de vastes m raines que les eaux ont remaniées. »

On a pu voir, par la description que j'en ai donnée plus haut, que les terrains du plateau de Lannemezan présentent tous les caractères d'une alluvion torrentielle, ne différant de l'alluvion des terrasses que par sa disposition topographique et par l'altération beaucoup plus profonde de ses éléments. Les vastes plateaux situés entre la Neste, l'Adour, le Gave de Pau sont donc bien, comme l'a dit Cézanne, d'immenses cônes de déjection.

Contrairement à l'assertion de M. Baysselance, ces cônes de déjection se rattachent nettement à des vallées anciennes correspondant. au moins en partie, à des vallées actuelles. C'est ainsi qu'il existe une relation très nette entre le plateau de Lannemezan et la vallée de la Neste. Cette relation ressort d'abord des dispositions topographiques qu'on peut observer à l'origine du plateau. Lorsqu'on se rend du pays des Baronies, dans la haute vallée de l'Arros, à Hèche, dans la vallée de la Neste et qu'on arrive au col de la Coupe, on jouit d'un remarquable panorama (pl. III). On domine directement l'origine du plateau et l'on voit nettement que sa surface occupe une position en contre-bas d'une ceinture de montagnes continuant les flancs de la vallée de la Neste. La ligne horizontale qui profile le plateau, la coloration rouge des terres, le ton violet des broussailles de la lande donnent lieu à un contraste frappant avec les contours escarpés des montagnes, le gris clair des calcaires qui forment celles-ci et le vert sombre des forêts qui les recouvrent.

La série de coupes (Pl. IV fig. 2 à 6) montre cette disposition et comment le plateau, qui forme vers le nord la partie la plus élevée de la région, se trouve peu à peu entouré de montagnes qui le dominent.

On peut invoquer d'autres preuves en faveur d'une liaison étroite entre la formation détritique des plateaux et la vallée de la Neste. Lorsqu'on remonte celle-ci au delà du point où commence le plateau, l'alluvion ne se trouve plus en place mais de tous les côtés on voit encore de gros blocs de quartzite avec

[1] *Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, t. II, p. 499.

leur patine si caractéristique. Ces gros blocs sont très abondants, dans le village même de Hèche et on les retrouve, encore plus loin vers l'amont, dans des alluvions évidemment quaternaires, mêlés à des granites et des calcaires dépourvus de toute altération (pl. IV, fig. 6). Ne faut-il pas voir, dans ce phénomène, la preuve que la formation du plateau de Lannèmezan se prolongeait autrefois dans l'intérieur même de la vallée d'Aure et qu'il faut attribuer sa disparition à des érosions ultérieures ?

Les observations que j'ai présentées au sujet de la puissance de transport dont témoignent les alluvions des terrasses sont applicables aux alluvions des plateaux. Si l'on calcule la pente moyenne de la surface de contact de la formation de Lannenezan avec les terrains sous-jacents, par exemple entre l'origine du plateau et Capvern-les-Bains, nous trouvons 0 m. 116 par mètre, la distance entre les deux points étant prise en ligne droite ; entre l'origine et Lécussan, au nord de Lannemezan : 0 m. 007 ; de l'origine au point le plus bas, au-delà de la chute brusque dont j'ai parlé, à Lanespède, par exemple : 0 m. 025 [1].

Ces divers nombres, y compris le dernier, qui est certainement un maximum, bien que notablement plus élevés que ceux des terrasses, ne suffisent pas à eux seuls, pour expliquer le volume énorme des éléments alluviaux. Nous sommes donc encore amenés à invoquer l'action de masses d'eau considérables et à recourir à l'hypothèse glaciaire mais, plus heureux pour l'alluvion des plateaux que pour l'alluvion de la terrasse supérieure, nous pouvons apporter ici des preuves directes à l'appui de cette hypothèse.

Certes le Lannemezan ne présente aucun des traits caractéristiques du paysage glaciaire. Il offre, au suprême degré, la topographie d'une plaine alluviale. Le terrain qui le constitue n'a pas non plus la composition ni les caractères des dépôts morainiques. Je ne saurais donc partager l'opinion des auteurs qui ont considéré la formation de Lannenezan comme représentant d'immenses moraines frontales ou profondes. Par contre, il est certain que la grosseur parfois extraordinaire des blocs, la présence incontestable, surtout vers la montagne ainsi qu'aux environs de Gourgue et de Chelle, de blocs à peine dégrossis ou bien présentant, à côté de faces arrondies, des arêtes vives, sont des caractères de formations fluvio-glaciaires. Comme pour arriver à leur gisement actuel, ces blocs de quartzite, à arêtes vives, ont dû franchir de longues distances, traverser toute la partie calcaire des Pyrénées, leur présence, sur les plateaux de Lannemezan, ne peut s'expliquer que par un transport glaciaire. Il est clair que ce sont de vrais blocs erratiques. Si l'on ne voit pas sur ces blocs les stries ordinaires, cela ne doit pas étonner, étant données leur nature siliceuse et l'altération de leur surface. De grands blocs de granite gneissique ou de gneiss à gros éléments peuvent s'observer au-dessous du hameau d'Artiguery, au milieu d'un amas de cailloux de quartzite. L'un deux n'a pas moins de

[1] Une évaluation analogue avait déjà été faite par Cézanne qui a calculé la pente de l'arête médiane du « cône de déjection » sur une longueur de 20 kilom. à partir du sommet. Ce procédé était évidemment défectueux.

15 à 20 mètres cubes. Un autre, moins grand, est représenté dans la planche II. Ils offrent de beaux polis. Je n'ose affirmer de la façon la plus absolue qu'ils appartiennent à la formation de Lannemezan bien qu'ils se trouvent avec les quartzites et dans un territoire situé en dehors de la zone d'action des glaciers quaternaires, mais il m'a paru important de les signaler.

En résumé, je crois qu'on doit considérer la formation détritique de Lannemezan et des plateaux voisins comme représentant un cône de déjections torrentielles, ou cône fluvio-glaciaire, formé au débouché d'une grande vallée dont les principaux linéaments ou la direction générale devaient concorder à peu près avec ceux de la vallée d'Aure actuelle. La plupart des éléments ont été transportés par des eaux courantes dont le volume devait être énorme, plus énorme encore que le volume nécessité par les terrasses. Mais une partie de ces éléments, particulièrement volumineux et présentant des arêtes vives, proviennent nécessairement de moraines correspondant à une extension glaciaire n'ayant rien de commun avec les dépôts erratiques des vallées actuelles et beaucoup plus ancienne que ceux-ci.

Age de la formation. — Nous avons déjà vu que M. Garrigou regarde les dépôts de Lannemezan comme un faciès particulier du Miocène sous-pyrénéen ; notre aimable et savant confrère a même cru pouvoir affirmer que ces dépôts passaient latéralement à des couches situées au-dessous de celles de Sansan.

Dans leur carte géologique de la France, Dufrénoy et Elie de Beaumont ont donné à ce *diluvium des plateaux* la notation P et l'ont colorié comme pliocène.

Les autres auteurs l'ont rapporté vaguement tantôt au Tertiaire tantôt au Quaternaire.

Le malheur, c'est qu'à ma connaissance on n'a jamais trouvé de fossiles dans ce terrain. Il est donc très difficile d'en préciser l'âge. Mais certaines observations peuvent permettre de resserrer la question dans des limites précises.

Il faut d'abord remarquer que la faune chaude du Quaternaire le plus ancien, dont il a été question à propos de la terrasse supérieure, a été trouvée dans des fentes de rochers, sur des flancs de vallées creusées après le dépôt des alluvions des plateaux. Le fait est des plus clairs à Montoussé ; il est évident à Montsaunès, où le gisement fossilifère se trouve directement en contre-bas du sommet d'une colline recouverte par ce dépôt. Celui-ci est donc notablement antérieur au développement de la faune des brèches, laquelle appartient au Quaternaire tout à fait inférieur. Il est donc au moins pliocène.

Cherchons maintenant à fixer une limite supérieure. Là où elle ne repose pas sur les terrains crétacés ou éocènes, la formation de Lannemezan recouvre directement les argiles miocènes, dont l'âge est bien connu, grâce aux recherches de nombreux naturalistes. Ces argiles, exploitées par des briqueteries, ont livré, dans une foule de localités, des ossements de Mammifères fossiles, notamment à Valentine, près de Saint-Gaudens, à Montréjeau, à Saint-Laurent-de-Neste, etc. C'est à Valentine que M. Félix Regnault a trouvé, il y a quelques années, la belle mâchoire de *Dryopithecus*, étudiée par M. Gaudry. Les autres espèces

sont, en grande partie, celles qui caractérisent le gisement de Sansan, célèbre par les recherches d'Edouard Lartet et de M. Filhol et qui appartiennent au Miocène moyen.

Un premier point est acquis : c'est que la formation de Lannemezan, loin de passer, comme le croit M. Garrigou, sous les couches à faune mammalogique de Sansan est superposée à ces couches. Il faut remarquer de plus que les gisements de Mammifères que j'ai cités tout à l'heure appartiennent tous à la base de la formation miocène et que les niveaux fossilifères sont surmontés par une assez forte épaisseur d'argiles, 80 mètres par exemple, qui séparent les couches à ossements de la formation détritique couronnant l'ensemble.

Le gisement d'Orignac, près de Bagnères-de-Bigorre, nous apprend d'ailleurs qu'une faune, ayant un cachet un peu moins ancien que celle de Sansan, est nettement antérieure à la formation de Lannemezan.

Orignac est bâti sur un plateau couronné par l'argile jaune à quartzites (pl. IV, fig. 8). On a exploité autrefois un gisement de lignites de 50 m. environ en contre-bas du sommet du plateau, sur le flanc gauche de la petite vallée de l'Arrêt. Des ossements furent trouvés dans les lignites et Virlet d'Aoust annonça leur découverte à la Société géologique de France [1]. Ces ossements, déterminés par Edouard Lartet, se trouvent, au moins en partie, à Bagnères-de-Bigorre, dans la collection de M. Frossard, qui a bien voulu me les montrer. Voici leur énumération, d'après la liste donnée par Virlet d'Aoust, et les observations que j'ai pu faire chez M. Frossard :

Dinotherium : une molaire.
Rhinoceros Schleiermacheri, Kaup : plusieurs molaires supérieures, plusieurs molaires inférieures : un fragment de radius.
Chalicotherium Goldfussi, Kaup : une molaire inférieure.
Tapirus priscus, Kaup : molaires supérieures et inférieures.
Hipparion... astragales.
Hyæmoschus crassus, Lartet (*Dorcatherium Naui*, Kaup) : une mandibule, un humérus, un métacarpien.
Cervus dicranocerus, Kaup : bois.
Castor (*Steneofiber*) *Jægeri*, Kaup : une molaire inférieure.

A cette liste, il faut ajouter des restes de Mastodontes trouvés par M. Vaussenat et quelques débris d'une espèce nouvelle d'Ours recueillis par M. Garrigou. Il m'a été impossible de retrouver ces derniers échantillons.

Cette énumération dénote une faune un peu différente de celle de Sansan et plus voisine que celle-ci du Miocène supérieur. Toutes les espèces qui la composent font partie, en effet, de la faune d'Eppelsheim, laquelle est caractérisée par la coexistence de nombreux types du Miocène moyen et de formes nouvelles comme l'*Hipparion*. Il est donc très important de se rendre compte de la stratigraphie du

[1] *Bull. Soc. géol. de France*, 2e série, t. XXII, 1864-65, p. 318.

plateau d'Orignac. Actuellement cela est très difficile. Il ne reste plus que des traces de l'ancienne exploitation : quelques murs ruinés et quelques déblais envahis par la végétation. Entre le point où débouchaient les anciennes galeries et le village d'Orignac s'étendent des prairies qui ne permettent pas la moindre observation. Heureusement, nous possédons un travail très documenté de M. Debette [1] sur les mines de lignite d'Orignac. Il y a, dans ce mémoire, un plan et des coupes dressés d'après de nombreux sondages, et dont le détail, des plus instructifs, permet d'établir l'allure du gisement de la façon la plus nette. C'est ainsi qu'un sondage pratiqué près de l'église n'a atteint le lignite qu'à une profondeur de 40 mètres, c'est-à-dire à la cote 508, après avoir traversé 27 mètres d'argile jaune et 12 m. d'argile grise. Comme le terrain nummulitique affleure à 500 mètres au sud d'Orignac, à la cote 530 environ et le poudingue de Palassur à 600 m. vers le nord à la cote 540, il s'en suit que lignites et argiles remplissent une cuvette creusée dans le terrain éocène. D'autres sondages rapportés par M. Debette et mes propres observations montrent que les couches du Miocène supérieur sont recouvertes par l'argile à blocs de quartzite, laquelle, nettement transgressive, s'étend sur toute la région et recouvre directement le Crétacé au sud d'Orignac.

La formation de Lannemezan est donc plus récente que les couches renfermant la faune du Miocène supérieur, c'est-à-dire la faune d'Eppelsheim, de Pikermi, etc., qu'on rapporte au terme le plus élevé du Miocène. Plus récente que le Miocène supérieur et plus ancienne que le Quaternaire inférieur, cette formation est donc pliocène.

Il est impossible, dans l'état actuel de nos connaissances, de préciser davantage.

On peut encore se demander si la formation de Lannemezan est tout à fait indépendante de la masse argileuse et mollassique du Miocène ou si elle n'en est que la partie supérieure. J'ai déjà fait remarquer combien il est difficile parfois de séparer les deux terrains quand ils sont en superposition directe et j'ai signalé des localités où la séparation m'a paru impossible. Il n'en reste pas moins démontré que les alluvions à gros blocs, qu'elles représentent ou non la partie supérieure des argiles miocènes, qu'elles en soient ou non la continuation directe, sont nettement transgressives par rapport à celles-ci et qu'à Orignac la formation détritique des plateaux est postérieure aux couches du Miocène supérieur.

[1] PH. DEBETTE. Notice sur les mines de la Bigorre (*Ann. des Mines*, 5e série, t. IV, p. 91).

RÉSUMÉ

Ce mémoire a pour but de faire connaître les alluvions anciennes qui recouvrent le plateau de Lannemezan ainsi que les alluvions anciennes disposées en terrasses sur les flancs des vallées de la Garonne et de la Neste.

La terrasse inférieure de la vallée de la Garonne se relie nettement, par l'intermédiaire d'un *cône fluvio-glaciaire*, aux moraines quaternaires de Labroquère. Son âge, et par suite l'âge de la dernière époque glaciaire dans les Pyrénées, est indiqué par de nombreux fossiles de la faune à *Elephas primigenius*. L'âge du Renne, avec sa civilisation humaine si particulière, est nettement postérieur au recul des derniers grands glaciers.

La terrasse supérieure présente des caractères d'altération et une couverture de lœss qui dénotent une bien plus grande antiquité. Tout semble indiquer que cette terrasse correspond à une phase d'extension glaciaire plus ancienne que celle dont je viens de parler, mais nous ne connaissons pas encore les moraines qui représentent cette extension. Certaines découvertes paléontologiques portent à penser que la terrasse supérieure remonte au Pléistocène le plus inférieur.

La surface des plateaux de Lannemezan, d'Orignac, etc., est recouverte d'un manteau épais d'alluvions à très gros éléments. La plupart de ces éléments ont disparu par décomposition ; seuls de nombreux blocs de quartzite ont résisté. Cette alluvion représente des cônes de déjections torrentielles édifiés à la sortie de vallées anciennes dont la direction générale devait concorder à peu près avec celle des grandes vallées actuelles Le fait est très facile à démontrer pour le plateau de Lannemezan dont les relations étaient avec la vallée d'Aure ou de la Neste. La présence de gros blocs erratiques peu ou point roulés et provenant des terrains primaires de la chaîne permet d'affirmer que les glaciers ont dû jouer un rôle dans la formation de ces dépôts des plateaux.

Leur âge est compris entre le Quaternaire le plus ancien et le Miocène supérieur. Ils sont donc pliocènes. Il n'est pas possible de préciser davantage dans l'état actuel de nos connaissances.



Sohier et Campy, 33, rue Hallé. — Paris
Cartailhac, phot.

Bloc erratique du plateau de Lannemezan

